

Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta
Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užité geofyziky



Limity využívání termálních vod na příkladu konceptuálního modelu benešovsko-ústeckého zvodněného systému české křídové pánve

Doktorská disertační práce

RNDr. Josef V. DATEL

Školitel: Doc. RNDr. Jiří KRÁSNÝ, CSc.

Konzultant: RNDr. Miroslav KOBR, CSc.

Praha, květen 2008

Prohlášení

Prohlašuji, že předložená práce ani její část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Hostivici, 20. května 2008

Limity využívání termálních vod na příkladu konceptuálního modelu benešovsko-ústeckého zvodněného systému české křídové pánve

Doktorská disertační práce

Résumé / souhrn

RNDr. Josef V. DATEL

Náplní výzkumné práce bylo shromáždění veškerých dostupných dat o geologických podmínkách a výskytu podzemní vody v prostředí severozápadní části české křídové pánve a jejich zpracování ve formě konceptuálního modelu.

Benešovsko-ústecký zvodněný systém zaujímající plochu cca 2000 km² je bilančně víceméně uzavřený hydrogeologický celek s poměrně dobře vymežitelnými hranicemi. Podzemní vody jsou vázány především na křídové kolektory, v některých částech území je však nutno v rámci hydrologické bilance počítat také s podzemními vodami v podložních a okolních geologických jednotkách.

V mocných a rozsáhlých křídových kolektorech, především v bazálním (A, AB) a hlavním kolektoru (BC) se v benešovsko-ústeckém zvodněném systému nachází největší dosud známá akumulace termálních vod v Česku o teplotách často přesahujících 30°C a v některých místech blížících se k 40°C. Využití těchto termálních vod je zatím soustředěno do prostoru Ústí nad Labem a Děčína.

Kromě výskytů termálních vod představuje benešovsko-ústecký zvodněný systém, především ve své východní části, také mimořádně významný vodohospodářský celek s velkým potenciálem využití prostých podzemních vod. Dosavadní odhady přírodních zdrojů podzemních vod v tomto zvodněném systému se pohybují kolem 10 m³/s, z čehož zhruba polovina představuje využitelné množství (Herčík et al. 1999). Stupeň konkrétního využívání podzemních vod je přitom poměrně nízký a nedosahuje ani poloviny odhadovaného využitelného množství.

Prosté podzemní a termální vody benešovsko-ústeckého zvodněného systému se nacházejí v různých územích a hloubkách. Jsou vázány na stejné hydrogeologické kolektory, v jejichž rozsahu existuje regionální spojitost prostých a termálních vod. Tato regionální spojitost spočívá v proudění podzemní vody na vzdálenosti až mnoha desítek km od oblastí infiltrace k zónám drenáže. V průběhu proudění sestupuje část podzemních vod v centrální části zvodněného systému do mnohasetmetrových hloubek, kde se díky zvýšenému tepelnému toku zvětšuje jejich teplota. Současně se mění chemický charakter podzemních vod. Postupně tak vzniká termální voda, která dále proudí k zónám přírodní drenáže či k místům odběru. Případné budoucí zvýšení odběrů prostých podzemních vod v blízkosti infiltračních území může omezit tvorbu termálních vod.

Ústecké a děčínské termy nebyly v minulosti známy. Výjimkou byly jen drobné, lokálně zjištěné výskyty teplých vod na Děčínsku (Lázně sv. Josefa), které však z hlediska celkové hydrologické a termické bilance zvodněného systému jsou zcela nevýznamné. Do doby

objevení term hlubokými vrty proto představoval celý prostor nyní známých termálních vod hydrogeologickou jednotku s velmi pomalu proudící až téměř stagnující podzemní vodou. Využíváním term se proudění podzemních vod výrazně zrychlilo. Přesto, že zájmové území náleží k zónám se zvětšeným tepelným tokem z hlubších částí zemské kůry, vyvstává otázka, zda při stávajícím zrychleném proudění podzemní vody bude trvale docházet k dostatečnému prohřátí těchto vod a zda v budoucnu nedojde k poklesu teploty term. Je nutno brát v úvahu, že termální vody jsou dosud využívány po relativně krátkou dobu. Na Ústecku jsou termy odebírány zhruba jedno století, intenzivní využívání děčínských term probíhá ještě po značně kratší časový úsek do několika málo desítek let. Tato období jsou z hlediska rychlosti hydrogeologických procesů příliš krátká, než aby bylo možno očekávat případné výraznější nepříznivé projevy odběrů term v současnosti. Nicméně při pokračujících nebo zvyšujících se odběrech term nelze vyloučit pokles jejich teploty v budoucnosti a možnou změnu jejich kvality.

Zkoumané území je součástí lužické litofaciální oblasti české křídové pánve, ve smyslu Herčíka et al. (1999) bilančního celku 3 (obr. 1.1.). Zájmové území tektonicky dobře ohraničené zapadlé středohorské kry, která je hlavním cílem zájmu předložené práce, zaujímá podstatnou centrální část bilančního celku 3, s výjimkou okrajových sz. a jv. území.

Jde o oblast ohraničenou významnými tektonickými prvky – krušnohorským, středohorským a lužickým zlomem, která se vyznačuje samostatným režimem proudění podzemní vody. Ve spodní části této křídové pánevní struktury se nacházejí termální vody o teplotě 30-40 °C, které byly objeveny koncem 19. století a od té doby jsou využívány, nejdříve pro průmyslové účely jako užitková voda, posléze pro rekreační účely (bazény a lázně), případně jako zdroj termální energie pro vytápění. Využívání vod je zatím soustředěno do Ústí nad Labem a Děčína.

Hlavními impulsy pro zpracování této práce byly dvě okolnosti:

- postupné zvyšování množství odebírané termální vody ze struktury, aniž by bylo známo dlouhodobě využitelné množství této vody
- v posledních třech letech bylo získáno množství nových průzkumných informací ze struktury, hlavně v souvislosti s projektem ISPA, v rámci kterého byly vybudovány nové monitorovací vrty pro Český hydrometeorologický ústav. Tyto nové informace bylo třeba regionálně zpracovat, aby dosavadní představy o výskytu termálních vod bylo možné konfrontovat s novými údaji

Práce byla zpracována v rámci širšího výzkumného projektu financovaného Grantovou agenturou ČR (autor práce je zároveň hlavním řešitelem tohoto výzkumného projektu), jehož hlavním výstupem bude numerický model proudění termálních vod a na jeho základě zpracování podrobné hydrologické bilance a stanovení dlouhodobě využitelného množství termální vody. Z tohoto úhlu pohledu je třeba chápat konceptuální model jako první nezbytný krok pro přípravu numerického modelu, protože v rámci něho došlo ke shromáždění potřebných dat, jejich zhodnocení, roztřídění a regionálního zpracování tak, aby mohly posloužit pro formulaci numerického modelu.

Konceptuální model vycházel ze všech dostupných podkladů, které se podařilo shromáždit. Zvláštní místo mezi nimi má Hydrogeologická syntéza české křídové pánve, konkrétně její část týkající se bilančního celku 3, která byla zpracována v 80. letech (Nakládal et al. 1987) a

publikována v 90. letech (Herčík et al. 1999). Ukázalo se, že i po 20 letech a ve světle řady nových dat je většina závěrů tohoto výzkumu stále platných, což svědčí o vysoké odborné erudovanosti autorů Syntézy.

Limitujícími faktory využití termálních vod je jednak bilance množství vody ve struktuře a dále i bilance množství tepla, které do struktury přitéká. S ohledem na odborné zaměření studia se tato práce soustředila na první – hydrogeologický – aspekt problému. Druhému aspektu je věnována pozornost v rámci výše zmíněného širšího výzkumného projektu.

Shromážděná data byla zpracována a zhodnocena ve třech základních okruzích:

1. definování hydrogeologického prostředí a vymezení hydrogeologických těles (kolektorů a izolátorů)
2. zhodnocení režimu proudění podzemních vod v tomto prostředí
3. shromáždění dat o jakosti podzemních vod (chemické složení, teplota) a jejich regionalizace

Většina výstupů práce je provedena v grafické formě obrázků, mapek, hydrogeologických řezů, grafů a tabulek, aby závěry práce byly co nejpřehlednější a nejpoužitelnější pro další použití v pokračujícím výzkumu.

Hlavní závěry práce:

- ❑ odbornou likvidací starých vrtů v drenážních oblastech se výrazně omezily nepodchycené úniky teplé vody, což se příznivě odrazilo na tlakových poměrech struktury
- ❑ metodou proudu byla spočítána rámcová bilance bazálního a hlavního křídového kolektoru (kde se vyskytují termální vody) vymezené oblasti a konstatováno maximální limitní využitelné množství přírodních termálních zdrojů v drenážních oblastech – na Ústecku 43 l/s, na Děčínsku 292 l/s. S ohledem na nepříliš velkou přesnost výpočtu jde o orientační hodnoty, které se však neliší od dosavadních úvah i praktických zkušeností s využíváním termálních vod a jsou v souladu se všemi dostupnými odbornými podklady.
- ❑ Byly definovány hlavní drenážní místa celé struktury – kromě ústecké a děčínské oblasti je významnou drenážní oblastí Kamenicko na severu a Litoměřicko na jihu. V jihovýchodní části území se významná část prosté (nikoliv termální) podzemní vody odvodňuje v oblasti Brenně a Pekla (Ploučnice a Robečský potok)
- ❑ Byla shrnuta a nově zhodnocena data o vyskytující se tektonice a její hydrogeologické funkci. Hlavním závěrem je převažující komplikovaná struktura významnějších zlomů, která vytváří celé zlomové pásmo sestávající se z různě velkých ker vertikálně vůči sobě posunutých. Režim podzemních vod takovýchto pásem může být poměrně komplikovaný a relativně samostatný oproti okolnímu území.
- ❑ Nový vrt Vilsnice 2H295 naznačil, že v oblasti Děčínska nemusí být všude dokonale vyvinut izolátor mezi bazálním a hlavním kolektorem. Odvodnění v této oblasti i exploatace termálních vod se tak může týkat obou těchto kolektorů, což má významný dopad na bilanci termálních vod v tomto prostoru
- ❑ Prostorový pohled na proudění podzemních vod poskytuje 6 hydrogeologických řezů konstruovaných napříč studovanou oblastí, které byly zakresleny do geologického podkladu J.Valečky (2008), který byl připraven speciálně pro tento účel

- ❑ Některé ukazatele chemického složení podzemních vod upozorňují na naprosto odlišné složení podzemní vody v jihozápadní části struktury (Ústecko-Teplicko). Jde o vody typu Na-HCO₃ s vyšší mineralizací a zvýšenými koncentracemi fluoridů, na rozdíl od zbylé části struktury, kde převažuje voda typu Ca-HCO₃ s nižší mineralizací.
- ❑ Zpracování teplotních údajů ukázalo soustředění nejteplejších vod na Děčínsku a Ústecku, kde je také soustředěno jejich využití. Současně jsou zde zjištěny i nejvyšší teplotní gradienty, což potvrzuje úvahy o vyšším tepelném toku vázaném na oháreckou tektonickou strukturu.
- ❑ Na základě dat z nových vrtů byly aktualizovány údaje o mocnostech kolektorů, hloubce důležitých geologických rozhraní a vedení hydroizopiez obou kolektorů
- ❑ Základní hydraulické parametry (k, T) byly doplněny o nové údaje a regionalizovány. Potvrdily se předpoklady o zvýšené propustnosti i transmisivitě prostředí v drenážních oblastech a naopak mírně nižších hodnotách v infiltračním území. Velký rozptyl hodnot (v několika řádech) svědčí pro značnou heterogenitu prostředí s dvojitou porozitou. Je zřejmé, že z hlediska proudění termální vody jsou důležité nikoliv průměrné, ale maximální hodnoty charakterizující preferenční cesty proudění.
- ❑ Analýzou hydroizopiez bazálního a hlavního kolektoru byly vytipovány i oblasti s významnějším potenciálním vertikálním prouděním podzemní vody.
- ❑ Na povrchových tocích byly vymezeny úseky s drenáží podzemních vod hlubšího proudění a definovány tak oblasti s převažující drenážní funkcí
- ❑ Byly shromážděny i dostupné hydrologické údaje z Českého hydrometeorologického ústavu ve formě 20-letých časových řad (hladiny z 13 monitorovacích vrtů), průtoky z 8 měrných profilů na povrchových tocích a klimatická data ze dvou meteorologických stanic. Jde o data nezbytná pro formulaci a ladění numerického modelu.
- ❑ Bylo provedeno i metodické zhodnocení použití geofyzikálních karotážních metod pro vyhodnocení dat z nových vrtů, jak pro účely litologie, tak pro zjištění hydrogeologických údajů a technického stavu vrtů. Tato zobecňující část celé práce byla přijata k zahraniční impaktové publikaci v *Environmental Geology*.

Zadání a cíl prací se podařilo splnit, na základě shromážděných starších i nových údajů byla zpracována představa o proudění termálních vod v dané geologické struktuře ve formě konceptuálního modelu. Tento model bude dále použit pro přípravu a ladění numerického modelu proudění podzemních vod a hydrologické i termální bilance. Práce kromě toho obsahuje množství zobecňujících závěrů a výstupů, které mohou být užitečné pro práce podobného charakteru v podobných geologických podmínkách.

**Limits for the use of thermal waters on the example of the conceptual model of the
Benesov-Usti aquifer system
of the Bohemian Cretaceous basin**

PhD thesis

Résumé

Josef V. DATEL, MSc.

The very work was carried out in the Bohemian Cretaceous Basin, which forms the largest basin structure of Upper Cretaceous age in the territory of the Czech Republic and takes up a major part of northern and eastern Bohemia. A crucial impulse for the research was new exploratory work in approximately the last 10 years, whose intention was to intensify thermal water sources exploration. Several new boreholes and wells were drilled and these have brought to light information about the hydrogeological structure exploited.

The groundwater system of the Benesov and Usti nad Labem area, taking up around 2000 square kilometers, is more or less a closed hydrogeological unit with a relatively easily definable boundary. Its groundwater occurs mainly in Cretaceous aquifers. In some parts it is necessary, though, to take into account the ground water in underlying and surrounding geological structures as part of the hydrological balance.

The largest thermal water accumulation known so far in the Czech Republic with temperatures often exceeding 30 degrees centigrade and in some spots approaching 40 degrees centigrade can be found in the voluminous and spacious Cretaceous aquifers, particularly in the basal (A, AB) and middle (C, BC) aquifers of the groundwater system of the Benesov and Usti nad Labem area. Exploitation of these thermal waters has thus far been concentrated in the Usti nad Labem and Decin regions.

Apart from the presence of the thermal waters, the groundwater system of the Benesov and Usti nad Labem area also represents, particularly in its eastern part, a water resource system of exceptional importance with great potential of fresh groundwater exploitation. The existing output estimates of the groundwater natural resources in this system have been around 10 cubic meters per second, about half of which represents water yield (Hercik et al. 1999). The extent of actual groundwater treatment is relatively small and does not even amount to half of the estimated water yield.

The fresh groundwater and thermal waters of the groundwater system of the Benesov and Usti nad Labem area can be found in various places and depths. They occur in the same aquifers, in whose space there is a regional connection of fresh and thermal waters. This regional connection consists in groundwater which flows to the distances of up to many dozen kilometers from the infiltration place to the drainage zones. During the course of the flow, some groundwater descends many hundred meters in depth in the central part of the groundwater system. In these depths its temperature rises due to the core temperature of the earth. The chemical composition of the groundwater is being altered at the same time. Thermal water is thus gradually formed and it then flows to the natural drainage zones or to extraction spots. Possible future increase in fresh groundwater extraction in the vicinity of

the infiltration areas may reduce thermal water production.

Thermal water of Usti nad Labem and Decin areas had not been known in the past with the exception of some minute, locally discovered warm water instances in the Decin area (Spa of St. Joseph). Nonetheless, these are quite insignificant from the point of view of overall hydrological and thermal balance of the groundwater system. Therefore, before deep boreholes have helped discover the thermal water resources, the whole area of thermal waters known now represented a hydrogeological structure with very slowly flowing, almost stagnating groundwater. Exploiting the resources has made the groundwater flow significantly faster. Even though the area of interest belongs to zones of increased heat flux in the deeper parts of the earth's crust, the question arises whether sufficient heating of these waters will occur with the current accelerated groundwater flow and whether in the future the temperature of the thermal water resources will not fall. It is important to bear in mind that the thermal waters have been exploited for a relatively short period of time. In the Usti nad Labem area, the thermal water resources have been used for approximately one century while intensive exploitation of those in the Decin area has been taking place for an even considerably shorter time as recent as a few decades. These periods are too short considering the pace of the hydrogeological processes, so no substantial negative consequences of the the exploitation can be expected. With continuing or even increasing exploitation of the resources, however, falling temperature and possible quality changes cannot be excluded in the future.

The research work was concerned with collection of all the available data on the geological conditions and occurrence of groundwaters in the environment of the north-western part of the Bohemian Cretaceous basin and their processing in the form of a conceptual model.

This is an area bounded by important tectonic features – the Krusne hory Mts. fault, the Bohemian Middle Mts. fault and the Luzice fault, which are characterized by separate groundwater flow regimes. The lower part of this Cretaceous basin structure contains thermal waters with a temperature of 30-40 °C, which were discovered at the end of the 19th century and have been used since then, first for industrial purposes as utility water and later for recreational purposes (swimming pools and spas) or as a source of thermal energy for heating. The use of the water is currently concentrated in Usti nad Labem and Decin.

The main impulse for preparation of this work consisted in two circumstances:

- a gradual increase in the amount of thermal water taken from the structure without any knowledge of the long-term sustainable yield of this structure
- over the past three years, some new research information has been obtained on the geological unit, particularly in connection with the ISPA project, in the framework of which new monitoring wells were created for the Czech Hydrometeorological Institute. This new information should be processed on a regional level so that former concepts of the occurrence of thermal waters can be compared with new data.

This work was prepared in the framework of a broader research project financed by the Czech Science Foundation (the author of the work is also the main responsible person for this research project), the main output of which will be a numerical model of thermal water flow and, on this basis, preparation of detailed hydrological balance calculations and

determination of the long-term sustainable yield of thermal water. From this standpoint, it is necessary to view the conceptual model as the first step necessary for preparation of a numerical model, as it entailed the collection of the necessary data, their evaluation, classification and regional processing so that they could be used for formulation of a numerical model.

The conceptual model was based on all the available information that could be collected. One of the chief sources consisted in the Hydrogeological Synthesis of the Bohemian Cretaceous Basin and specifically the part related to balance unit 3, which was prepared in the 1980's (Nakladal et al. 1987) and published in the 1990's (Hercik et al. 1999). It was found that, even after 20 years and in the light of new data, most of the conclusions of this research continue to be valid, reflecting the highly professional knowledge of the authors of the Synthesis.

Limiting factors for the use of thermal waters consist both in the balance of the amount of water in the structure and also the balance of the amount of heat flowing into the structure. In relation to the professional subject of the study, this work concentrated on the former – hydrogeological – aspect of the problem. The second aspect is considered in the framework of the above-mentioned broader research project.

The collected data were processed and evaluated in three basic areas:

4. definition of the hydrogeological environment and definition of hydrogeological bodies (aquifers and aquitards)
5. evaluation of the groundwater flow regime in this environment
6. accumulation of data on groundwater quality (chemical composition, temperature) and their regionalization.

Most of the inputs for the work were prepared in the graphic form of figures, maps, hydrogeological cross-sections and tables, so that the conclusions of the work would be as graphical as possible and most useful for the ongoing research.

Main conclusions of the work:

- ❑ professional liquidation of older boreholes in the drainage areas substantially reduced unregistered losses of hot water, which was favorably reflected in the piezometric conditions in the structure
- ❑ the flow method was employed to calculate the framework balance for the basal and main cretaceous aquifers (where thermal waters are located) of the defined area and yielded the maximum sustainable yields of natural thermal waters in the drainage areas – 43 l/s in the Usti area and 292 l/s in the Decin area. Because of the lack of precision in the calculation, these are approximate values that, however, do not differ from estimates to date and practical experience in the utilization of thermal waters and are in accordance with all the available professional documents.
- ❑ The main drainage sites for the whole structure were defined – in addition to the Ústí and Decin areas, the Kamenice area in the north and the Litomerice area in the south are important drainage areas. In the south-eastern part of the territory, a substantial part of fresh (not thermal) groundwater is drained in the Brenna and Peklo areas (Ploucnice and Robecsky streams).
- ❑ Data on the occurrence of tectonics and their hydrogeological function were collected and newly evaluated. The main conclusion corresponds to the predominant complicated

structure of important faults, which form the entire fault zone consisting of variously large blocks shifting relative to one another. The groundwater regime in these zones can be quite complicated and relatively independent of that in the surrounding territories.

- ❑ The new Vilsnice 2H295 borehole indicates that the aquitard between the basal and main aquifers need not be fully developed in the Decin area. Thus, drainage in this area and exploitation of thermal waters can affect both these aquifers, with important consequences for the balance of thermal waters in this area.
- ❑ A three-dimensional view of groundwater flow yields 6 hydrogeological cross-sections constructed across the studied area, which were drawn into the geological document of J. Valečka (2008), which was prepared especially for this purpose.
- ❑ Some of the parameters of the chemical composition of the groundwaters indicate a completely different composition of the groundwater in the south-western part of the structure (Ústí – Teplice area). These are waters of the Na-HCO₃ type with higher overall contents of dissolved substances and elevated fluoride contents, in contrast to the remainder of the structure, with a predominance of water of the Ca-HCO₃ type with lower mineralization.
- ❑ Processing of the temperature indicated that the warmest water is concentrated in the Decin and Ústí areas, where their use is also concentrated. Simultaneously, the greatest temperature gradients were also found here, confirming suggestions of higher heat flow connected to the Ohře river tectonic structure.
- ❑ On the basis of data from the new boreholes, data on the thickness of the aquifers, depths of important geological boundaries and the piezometric contours of both aquifers were updated.
- ❑ The basic hydraulic parameters (k, T) were supplemented by new data and regionalized. Assumptions about the higher permeability and transmissivity of the environment in the drainage areas were confirmed, while slightly lower values were obtained for the recharge territory. The great scatter of values (by several orders of magnitude) indicates the substantial heterogeneity of the environment with double porosity. It is apparent that, from the standpoint of flow of thermal water, not the average, but rather the maximum values characterizing the main flow paths are important.
- ❑ Analysis of the piezometric contours of the basal and main aquifers indicated areas with the greatest potential for vertical groundwater flow.
- ❑ Sections were delimited on surface water courses with drainage of groundwaters with deeper flow and thus the areas with predominantly drainage function were defined.
- ❑ The available hydrological data from the Czech Hydrometeorological Institute were collected in the form of 20-year time series (levels from 13 monitoring wells), the flow rates in 8 measured profiles on surface water courses and climatic data from two meteorological stations. This data is necessary for formulation and tuning of the numerical model.
- ❑ Methodical evaluation of the use of geophysical well-logging methods was performed for evaluating data from new boreholes, for both lithological purposes and for determining hydrogeological data and the technical condition of boreholes. This generalizing part of the entire work has been accepted for foreign impact publication in Environmental Geology.

The terms of reference and objectives of the work were fulfilled; a concept of the flow of thermal waters in the particular geological structure has been prepared in the form of a conceptual model on the basis of collected older and new data. This model will be further

used for preparation and tuning of a numerical model of groundwater flow and hydrological and thermal balances. In addition, the work contains a number of general conclusions and outputs that can be useful for work of a similar character under similar geological conditions.

Obsah

1. Úvodní kapitoly	5
1.1. Zadání a cíl práce	5
1.2. Situace a úvod do problematiky	5
1.2.1. Geomorfologické poměry	7
1.2.2. Hydrogeologická rajonizace	8
1.3. Metodika prací	14
1.4. Hydrogeologická prozkoumanost	14
1.5. Projekt ISPA (www.chmi.cz)	16
1.5.1. Přehled nových vrtů v rámci projektu ISPA	18
1.5.2. Interpretace strukturních a hydrogeologických dat z daného území	20
1.5.3. Karotážní měření hydrogeologických vrtů	38
1.6. Monitoring vod a klimatických charakteristik	39
2. Charakteristika, rozsah a vymezení hydrogeologické struktury	49
2.1. Ohraničení hydrogeologické struktury	49
2.2. Litofaciální poměry	52
2.2.1. Podloží svrchnokřídových sedimentů	52
2.2.2. Svrchnokřídová sedimentace	52
2.2.3. Terciér a kvartér	55
2.3. Strukturní poměry a vymezení hydrogeologických těles	56
2.3.1. Bazální křídový kolektor	59
2.3.2. Hlavní křídový kolektor	64
2.3.3. Svrchní křídový kolektor	69
2.3.4. Tektonická stavba	70
3. Proudění podzemní vody	75
3.1. Vymezení infiltračních oblastí zájmového území	75
3.1.1. Infiltrační území v pruhu podél lužické poruchy	76
3.1.2. Infiltrační území hlavního kolektoru	77
3.1.3. Území možného přetékání mezi svrchním a hlavním kolektorem	78
3.1.4. Další infiltrační zóny	79
3.2. Proudění podzemní vody	80
3.2.1. Proudění podzemní vody v bazálním křídovém kolektoru	80
3.2.2. Proudění podzemní vody v hlavním křídovém kolektoru	84
3.2.3. Proudění podzemní vody ve svrchním kolektoru	86
3.2.4. Diskuse vzájemné komunikace mezi bazálním a hlavním kolektorem	87
3.2.5. Antropogenní ovlivnění proudění podzemní vody	88
3.2.6. Vliv těles neovulkanitů na proudění podzemní vody	88
3.3. Zóny drenáže podzemních vod bazálního a hlavního kolektoru	89
3.3.1. Bystřansko-ústecká drenážní oblast	89
3.3.2. Děčínsko-kamenická drenážní oblast	92
3.3.3. Drenážní účinky povrchových toků	94
3.4. Hydrologické bilanční odhady	97
3.4.1. Přírodní zdroje podzemní vody	98

3.4.2.	Využitelné množství ústeckých termálních vod	98
3.4.3.	Využitelné množství děčínských termálních vod	99
3.4.4.	Stanovení přírodních zdrojů v infiltračním území	100
3.4.5.	Výpočet přetékání přes izolátor ze svrchního do hlavního kolektoru	101
3.4.6.	Výpočet průtoku podzemní vody na výpočtových profilech	101
4.	Jakost podzemních vod bazálního a hlavního kolektoru	107
4.1.	Chemické složení	107
4.2.	Teplota podzemní vody	115
5.	Diskuse a závěr	122
Literatura		125

Seznam obrázků v textu (obrázky číslovány podle hlavních kapitol):

- Obr. 1.1. Dělení české křídové pánve na bilanční celky a hydrogeologické rajóny
Obr. 1.2. Vymezení zájmového území vůči geomorfologickým celkům
Obr. 1.3. Umístění nových vrtů ISPA
Obr. 1.4. Vybrané objekty monitoringu podzemních a povrchových vod a klimatických charakteristik
Obr. 1.5. Jablonné – klimatické charakteristiky (ČHMÚ)
Obr. 1.6. Varnsdorf – klimatické charakteristiky (ČHMÚ)
Obr. 1.7. Monitoring průtoku na povrchových tocích (8 vybraných profilů) – ČHMÚ
Obr. 1.8. Monitoring hladiny podzemní vody (13 vrtů) – ČHMÚ
Obr. 2.1. Výřez geologické mapy České republiky 1:500 000.
Obr. 2.2. Základní situace s některými hydrogeologicky důležitými hranicemi
Obr. 2.3. Schématický litofaciální řez jizerským souvrstvím na okraji křídové sedimentace při teplicko-mostecké elevaci
Obr. 2.4. Hlavní tektonické prvky zájmového území
Obr. 2.5. Schématické ohraničení území s výskyty kolektorů a izolátorů při povrchu terénu
Obr. 2.6. Schématická mapa mocnosti bazálního kolektoru
Obr. 2.7. Transmisivita bazálního kolektoru v m^2/den a naznačení její plošné distribuce
Obr. 2.8. Hydraulická vodivost bazálního kolektoru k (m/den) a naznačení její plošné distribuce
Obr. 2.9. Schématická mapa mocnosti hlavního kolektoru
Obr. 2.10. Transmisivita hlavního kolektoru v m^2/den a naznačení její plošné distribuce
Obr. 2.11. Hydraulická vodivost hlavního kolektoru a naznačení její plošné distribuce
Obr. 2.12. Vedení hydrogeologických řezů
Obr. 3.1. Vymezení infiltračních a drenážních zón zájmového území
Obr. 3.2. Hydroizopiezy bazálního kolektoru – současný stav
Obr. 3.3. Hlavní směry proudění podzemní vody – bazální kolektor
Obr. 3.4. Hydroizopiezy bazálního kolektoru – odhad původního stavu koncem 19. století před otevřením termální struktury na Ústecku
Obr. 3.5. Mapa hydroizopiez hlavního kolektoru – současný stav.
Obr. 3.6. Hlavní směry proudění podzemní vody – hlavní kolektor
Obr. 3.7. Mapa rozdílu hydroizopiez hlavní mínus bazální kolektor
Obr. 3.8. Schématický řez ústeckou kotlinou SZ-JV s naznačenými piezometrickými úrovněmi bazální křídové zvodně
Obr. 3.9. Schématický hydrogeologický řez Děčín Vilsnice – Nové Město
Obr. 3.10. Základní síť povrchových toků (schématicizováno) s uvedením drenážních úseků bazálního a hlavního kolektoru
Obr. 3.11. Výpočtové profily pro výpočet proudu podzemní vody
Obr. 4.1. Izolinie celkové mineralizace bazální zvodně
Obr. 4.2. Izolinie celkové mineralizace hlavní zvodně
Obr. 4.3. Izolinie obsahu hydrogenuhlíků v bazální zvodni
Obr. 4.4. Izolinie obsahu hydrogenuhlíků v hlavní zvodni
Obr. 4.5. Izolinie obsahu iontů sodíku v bazální zvodni
Obr. 4.6. Izolinie obsahu iontů sodíku v hlavní zvodni
Obr. 4.7. Izolinie obsahu fluoridů v podzemní vodě bazálního kolektoru
Obr. 4.8. Izolinie maximálních hodnot celkové mineralizace podzemní vody bazálního kolektoru v užší ústecké oblasti
Obr. 4.9. Teplota podzemní vody bazálního kolektoru
Obr. 4.10. Teplota podzemní vody hlavního kolektoru

Obr. 4.11. Mapa izolinií rozdílu teplot podzemní vody: Bazální mínus hlavní kolektor

Obr. 4.12. Izolinie teplot podzemní vody bazálního kolektoru v užší ústecké oblasti

Seznam tabulek v textu (tabulky číslovány podle hlavních kapitol):

Tab. 1.1. Základní geomorfologická data

Tab. 1.2. Základní strukturní údaje a zaměření nových vrtů ISPA

Tab. 3.1. Přehled potenciálních drenážních úseků povrchových toků

Tab. 3.2. Srážky a odtok, stanice Varnsdorf (ČHMÚ), 1987-2006

Tab. 3.3. Srážky a odtok, stanice Jablonné (ČHMÚ), 1987-2006

Tab. 3.4. Tok podzemní vody na profilu hydroizopiezy 270 m n.m.

Tab. 3.5. Balance přítoku a odtoku na hydroizopieze 270 – bazální kolektor

Tab. 3.6. Balance přítoku a odtoku na hydroizopieze 270 – hlavní kolektor

Tab. 3.7. Balance – metoda proudu na výpočtových profilech odtoku ze struktury

Tab. 3.8 Celková balance struktury, bazální a hlavní kolektor

Tab. 4.1. Vybrané chemické složení podzemní vody z vrtů – bazální a hlavní zvodeň

Tab. 4.2. Jakost termálních vod ústecké oblasti z vrtů provedených v letech 1998-2003

Tab. 4.3. Přehled údajů o zonální teplotě podzemní vody bazálního a hlavního kolektoru blízko dna vrtu

Seznam příloh za textem:

1. Hydrogeologické řezy (1-1A, 2-2A, 3-3A, 4-4A, 5-5A, 6-6A, s vysvětlivkami)
2. Článek Well logging methods in groundwater surveys of complicated aquifer systems: Bohemian Cretaceous basin
3. Karotážní profily nových vrtů ISPA
4. Tabulky vrtů z databáze ČGS - Geofond

1. Úvodní kapitoly

1.1. Zadání a cíl práce

Výzkum hydrogeologické struktury severočeských termálních vod české křídové pánve probíhá na Přírodovědecké fakultě Univerzity Karlovy v Praze od roku 1999. V rámci tohoto dlouhodobého úkolu, jehož hlavní náplní je optimalizace využívání a ochrany termální struktury, byla zpracována i tato práce. Podnětem k intenzifikaci výzkumu bylo udělení výzkumného grantu autorovi této práce Grantovou agenturou ČR v roce 2007, který umožnil pokračování a široké rozvinutí výzkumu tohoto území. Další příznivou shodou okolností bylo dokončování projektu ISPA, v jehož rámci se budovaly nové monitorovací vrty pro ČHMÚ. Zde je třeba vyzdvihnout osobní úsilí RNDr. V. Nakládala, supervizora akce, který zajistil geologickou a hydrogeologickou dokumentaci těchto vrtných prací na vysoké úrovni, čímž zachránil obrovské množství cenných dat z hlubokých částí křídové struktury, které budou jistě ještě velmi dlouho předmětem dalších vědeckých zkoumání a interpretací.

Výzkumný projekt GA ČR směřuje k vytvoření numerického modelu proudění podzemní vody a tepelného toku v celé termální struktuře a na jeho základě k bilancování termálních vod a návrhu optimálního režimu jejich odběru. Prvním krokem k numerickému modelu je konceptuální model proudění podzemní vody, který je náplní této práce. Úkolem bylo shromáždit dostupná data, zpracovat je a regionálně interpretovat za účelem co nejpresnějšího popisu zkoumané hydrogeologické struktury s výskytem termálních vod. Konceptuální model by měl tím pádem sloužit jako vodítko a rámec dalších úvah včetně přípravy formulace prostředí numerického modelu a jeho vstupních parametrů.

1.2. Situace a úvod do problematiky

Benešovsko-ústecký zvodněný systém zaujímající plochu cca 2000 km² je bilančně víceméně uzavřený hydrogeologický celek s poměrně dobře vymežitelnými hranicemi. Podzemní vody jsou vázány především na křídové kolektory, v některých částech území je však nutno v rámci hydrologické bilance počítat také s podzemními vodami v podložních a okolních geologických jednotkách.

V mocných a rozsáhlých křídových kolektorech, především v bazálním (A, AB) a hlavním kolektoru (BC) se v benešovsko-ústeckém zvodněném systému nachází největší dosud známá akumulace termálních vod v Česku o teplotách často přesahujících 30°C a v některých místech blížících se k 40°C. Využití těchto termálních vod je zatím soustředěno do prostoru Ústí nad Labem a Děčína.

Kromě výskytů termálních vod představuje benešovsko-ústecký zvodněný systém, především ve své východní části, také mimořádně významný vodohospodářský celek s velkým potenciálem využití prostých podzemních vod. Dosavadní odhady přírodních zdrojů podzemních vod v tomto zvodněném systému se pohybují kolem 10 m³/s, z čehož zhruba polovina představuje využitelné množství (Herčík et al. 1999). Stupeň konkrétního využívání podzemních vod je přitom poměrně nízký a nedosahuje ani poloviny odhadovaného využitelného množství.

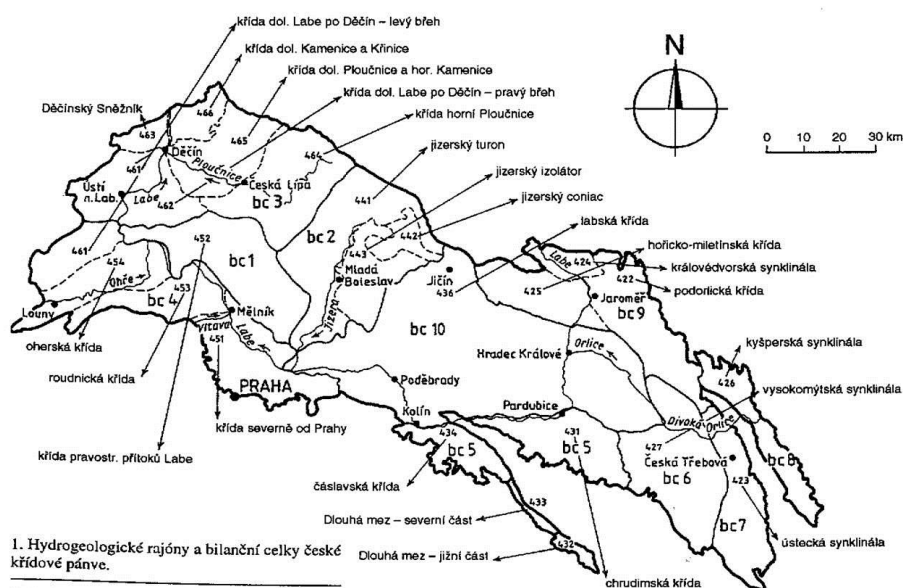
Prosté podzemní a termální vody benešovsko-ústeckého zvodněného systému se nacházejí v různých územích a hloubkách. Jsou vázány na stejné hydrogeologické kolektory, v jejichž rozsahu existuje regionální spojitost prostých a termálních vod. Tato regionální spojitost spočívá v proudění podzemní vody na vzdálenosti až mnoha desítek km od oblastí infiltrace k zónám drenáže. V průběhu proudění sestupuje část podzemních vod v centrální části zvodněného systému do mnohasetmetrových hloubek, kde se díky zvýšenému tepelnému toku zvětšuje jejich teplota. Současně se mění chemický charakter podzemních vod. Postupně tak vzniká termální voda, která dále proudí k zónám přírodní drenáže či k místům odběru. Případné budoucí zvýšení odběrů prostých podzemních vod v blízkosti infiltračních území může omezit tvorbu termálních vod.

Ústecké a děčínské termy nebyly v minulosti známy. Výjimkou byly jen drobné, lokálně zjištěné výskyty teplých vod na Děčínsku, které však z hlediska celkové hydrologické a termické bilance zvodněného systému jsou zcela nevýznamné. Do doby objevení term hlubokými vrty proto představoval celý prostor nyní známých termálních vod hydrogeologickou jednotku s velmi pomalu proudící až téměř stagnující podzemní vodou. Využíváním term se proudění podzemních vod výrazně zrychlilo. Přesto, že zájmové území náleží k zónám se zvětšeným tepelným tokem z hlubších částí zemské kůry, vyvstává otázka, zda při stávajícím zrychleném proudění podzemní vody bude trvale docházet k dostatečnému prohřátí těchto vod a zda v budoucnu nedojde k poklesu teploty term. Je nutno brát v úvahu, že termální vody jsou dosud využívány po relativně krátkou dobu. Na Ústecku jsou termy odebírány zhruba jedno století, intenzivní využívání děčínských term probíhá ještě po značně kratší časový úsek do několika málo desítek let. Tato období jsou z hlediska rychlosti hydrogeologických procesů příliš krátká, než aby bylo možno očekávat případné výraznější nepříznivé projevy odběrů term v současnosti. Nicméně při pokračujících nebo zvyšujících se odběrech term nelze vyloučit pokles jejich teploty v budoucnosti a možnou změnu jejich kvality.

Zkoumané území je součástí lužické litofaciální oblasti české křídové pánve, ve smyslu Herčíka et al. (1999) bilančního celku 3 (obr. 1.1.). Zájmové území tektonicky dobře ohraničené zapadlé středohorské kry zaujímá podstatnou centrální část bilančního celku 3, s výjimkou okrajových sz. a jv. území.

Z administrativního hlediska zkoumaná oblast zasahuje do dvou krajů – Ústeckého (větší západní část) a Libereckého (menší východní část). Největším městem oblasti je Ústí nad Labem, dalšími významnějšími městy uvnitř zkoumané oblasti je Česká Lípa, Děčín a Nový Bor. Centrem východní části území je Jablonné v Podještědí, významnou obcí na severu je Česká Kamenice. Větší města na jihu se vesměs nacházejí již mimo zájmové území (Litoměřice, Ústěk, Mimoň).

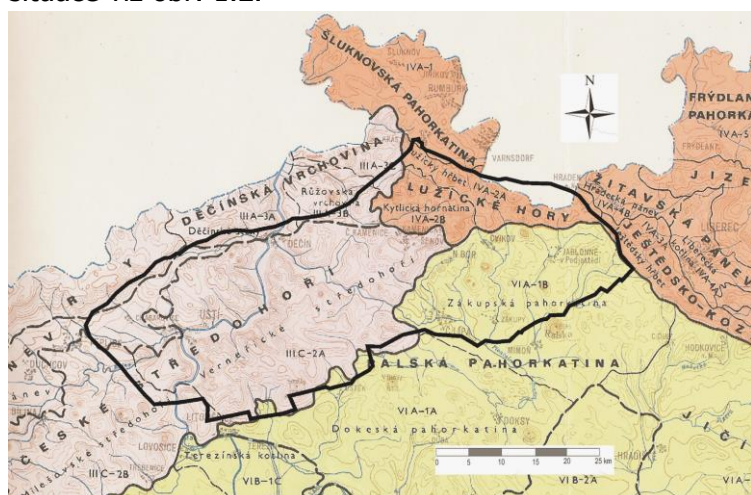
Říční síť je tvořena třemi hlavními toky – Labem a jeho pravostrannými přítoky Ploučnicí a Kamenicí, které tvoří hlavní drenážní báze hodnoceného území.



Obr. 1.1. Dělení české křídové pánve na bilanční celky a hydrogeologické rajóny podle Olmera a Kessla 1990 (Herčík et al. 1999)

1.2.1. Geomorfologické poměry

Z hlediska regionálního členění reliéfu (Czudek et al. 1972) zájmové území zasahuje hlavně do 3 základních geomorfologických jednotek – podcelků IIIC-2A Verneřické středohoří (součást geomorfologického celku IIIC-2 České středohoří), VIA-1B Zákupská pahorkatina (součást geomorfologického celku VIA-1 Ralská pahorkatina) a IVA-2V Kytlická hornatina (součást celku Lužické hory). Verneřické středohoří a Kytlická hornatina spadají do zájmového území ze 100%, Zákupská pahorkatina z cca 65%. Základní geomorfologická situace viz obr. 1.2.



Obr. 1.2. Vymezení zájmového území vůči geomorfologickým celkům (mapový podklad geomorfologických jednotek Czudek et al. 1972)

Na severu zájmové území v oblasti Kamenice zasahuje ještě okrajově do Děčinské vrchoviny (podcelek Růžovská vrchovina IIIA-3B) a do Lužických hor (kolem lužické poruchy se nachází

podcelek Lužický hřbet IVA-2A). Dále na JV je území podél lužické poruchy součástí Ještědského hřbetu IVA-3A. Malé území západně od Ústí nad Labem má křídové sedimenty již částečně překryté terciárními uloženinami Mostecké pánve (podcelek IIIB-3B Chomutovsko-teplická pánev). Bližší charakteristiky jednotlivých geomorfologických jednotek viz tab. 1.1.

Z hlediska orografických tříd jde vesměs o reliéf ploché hornatiny až členité pahorkatiny, v nejzápadnější části území se morfologicky projevuje plochý reliéf terciární pánve. Nejnižší bod se nachází v Děčíně v údolí Labe (121 m n.m.). Nejvyšší nadmořské výšky kolem 800 m n.m. dosahuje zkoumaná oblast vrcholem Luže (793 m n.m. jižně Varnsdorfu na státní hranici s Německem, výšek přes 500-600 m n.m. pak dosahuje v sv. (Lužické hory) a východní části území (úpatí Ještědského hřbetu) – hlavní infiltrační oblast bazálního a hlavního kolektoru podél lužické poruchy.

Tato skutečnost má zásadní význam pro tvorbu podzemních vod benešovsko-ústeckého zvodněného systému, vyšší nadmořská výška znamená i vyšší úhrny srážek a tím i vyšší podzemní odtok. Jeho podíl je navíc i relativně vyšší vlivem nižších hodnot evapotranspirace, byť vyšší sklony svahů zvýrazňují povrchový odtok; vyšší propustnost písčitého prostředí infiltrační oblasti však tuto skutečnost vyrovnává.

V centrální části území jsou výrazným morfologickým prvkem homolovitě útvaru neovulkanických hornin Českého středohoří (Sedlo 726 m n.m., Buková hora 683 m n.m. apod.).

Tab. 1.1. Základní geomorfologická data (podle Czudka et al. 1972)

Název podcelku	Nejvyšší výška (m n.m.)	Nejnižší výška (m n.m.)	Převládající výšková členitost (m)	Střední výška (m n.m.)	Střední sklon svahů (°)
Verneřické středohoří	726	125	200-600	385,6	8°50
Zákupská pahorkatina	696	238	75-300	344,0	4°06
Lužický hřbet	793	300	200-400	520,0	8°23
Kytlická hornatina	760	290	200-500	496,0	10°30
Ještědský hřbet	1011	265	300-600	546,0	12°11
Růžovská vrchovina	619	117	200-500	297,5	6°50
Chomutovsko-teplická pánev	450	138	50-150	273,2	2°40

1.2.2. Hydrogeologická rajonizace

Ve smyslu nové hydrogeologické rajonizace (Olmer et al. 2006) zájmové území spadá do oblasti Křída dolního Labe, a je tvořeno 4 základními hydrogeologickými rajóny:

- 4612 Křída dolního Labe po Děčín – levý břeh, severní část
- 4620 Křída dolního Labe po Děčín – pravý břeh
- 4650 Křída dolní Ploučnice a horní Kamenice
- 4640 Křída horní Ploučnice (do zájmového spadá cca svojí sz. polovinou)

Schématické hranice dotčených hydrogeologických rajónů jsou zobrazeny na obr. 2.2.

V dané oblasti byly ale ještě definovány hydrogeologické rajóny bazálního křídového kolektoru:

- 4730 bazální křídový kolektor v benešovské synklinále (z větší části se kryje s rajony 4620+4650)
- 4720 bazální křídový kolektor od Hamru po Labe (jen severní cíp mezi lužickou poruchou a strážským zlomem, tzv. tlustecký blok, nachází se na území rajónu 4640)

Tyto rajony jsou pro účely daného výzkumu klíčovější, potože dělení rajónů třídy 46 preferuje hranice a rozvodnice spíše vyšších kolektorů (zvláště D) a není tak příliš relevantní při studiu bazálního a příp. i hlavního křídového kolektoru.

Podrobnější charakteristikou dotčených rajónů se zabývá Olmer a Kessl (1990) v předchozí hydrogeologické rajonizaci.

Hydrogeologický rajon 4612

Rajon je vymezen na V tokem Labe, na S a Z průběhem děčínského zlomového pole a krušnohorského zlomového pásma a na J litochovickým zlomem (výška skoku 100-120 m) a masívem teplického porfyru s nulovou mocností kolektoru.

Bazální kolektor AB je vázán cenomanské-spodnoturonské pískovce až prachovce a je dotován z východu z rajónu 4730; podle stávajících názorů však je nutno počítat i s jistým přítokem ze Z (JZ, SZ) z prostoru krystalinika (přetoky či spíše infiltrace s povrchu) na linii krušnohorského zlomového pásma) či infiltrací na výchozech a vyklínění kolektoru na styku s teplickým porfyrem na JZ (údolí Bystřanského příp. i Modlanského potoka). Propustnost je průlinově puklinová, přičemž zásadní se ukazuje hlavně puklinová propustnost a tektonické postižení (to je možné doložit na zaznamenaných přítocích do vrtů, které vesměs odpovídají průběhu puklinových systémů, nikoliv celé mocnosti kolektorových hornin). K infiltraci v ploše rajónu nedochází, odvodnění je dáno jen umělými odběry termálních vod v oblasti Ústí nad Labem a Děčína, případně doposud nepodchycenými úniky teplých vod (vrt HB1 Brná). Zranitelnost kolektoru AB v ploše rajónu je velmi malá, je omezena prakticky na jz. a sz. okraje rajónu, kde nelze vyloučit zvýšenou infiltraci vod vlivem vyšších odběrů termálních vod v ústeckém prostoru.

Svrchní kolektor D tvoří sedimenty coniacu, neovulkanity a kolektor je mnohdy propojen i s kvartérem. Kolektor D je od bazálního kolektoru AB oddělen mocnou sekvencí izolátorů turonu a coniacu o mocnosti několika set metrů. Lze v nich nalézt nepříliš mocné propustnější vrstvy s lokálním významem (viz analýza nových karotážních dat), avšak bez souvislé komunikace napříč izolátorským souvrstvím. Propustnost coniacových sedimentů je průlinově-puklinová, u neovulkanitů a jejich pyroklastiků převažující puklinová. Oběh podzemní vody je silně ovlivněn tektonikou a výskytem neovulkanických těles. K infiltraci dochází pouze v ploše rajónu, žádné významnější mezirajónové přetoky zde nejsou. Podzemní voda rajónu D se odvodňuje (podobně jako první zvodně všude jinde) na úrovni místních drenážních bází (Labe a jeho levostranné přítoky (vyjmenované od jihu) – Bílina (a její přítoky Bystřanský (Sviní) potok, Modlanský potok, Zálužanský potok, zatopený důl Chabařovice, Ždírnický a

Podhořský potok, Klíšský potok, Bílý potok), Pekelský potok, Neštěmický potok, Lužecký potok, Poustka, Račí potok, Chrochvický potok a Jílovský potok. Zranitelnost kolektoru je střední až velká, zátěž potenciálními zdroji znečištění je střední a lokálně vyšší – využitelnost vod kolektoru D je proto třeba vážit s ohledem na jakost a zranitelnost vod.

Přírodní zdroje rajonu 4612

AB: 64 l/s (C2), využitelné množství 62 l/s (C2 jako vodárensky ověřený odběr – tuto hodnotu je třeba uvažovat ve světle současných poznatků jako hodnotu maximální a je třeba brát v úvahu i skutečnost, že při stanovení tohoto využitelného množství nebyla brána v úvahu jakost vody, tedy její teplota; lze formulovat hypotézu, že zvyšující se odběr z kolektoru AB zvýší indukovanou infiltraci na jz. a sz. okraji rajonu, tedy přítok studených vod). Současný odběr je jistě blízký 100% využitelného množství.

D: 761 l/s (C2 – hydrologický model), využitelné zásoby 250 l/s (kvalifikovaný odhad). Současný odběr lze odhadovat na méně než třetinu využitelných zásob, především pro lokální, nikoliv soustředěné zdroje.

Hydrogeologický rajon 4620 (+4730)

Rajon 4620 zahrnuje území drobných pravostranných přítoků Labe v celém území od Dolních Zálezlů po Děčín (soutok Labe s Ploučnicí). Jižní část rajonu zahrnuje tzv. tašovskou kru, což je vyzdvižená křídová kra trojúhelníkového tvaru mezi malečovsko-okřešickým zlomem a žitenickým zlomem a která je jen v omezené hydraulické spojitosti se zakleslou středohorskou krou, která je v centru zájmu tohoto výzkumu.

Hranice rajonu je na Z dána tokem Labe, na J středohorským zlomovým pásmem (litoměřický a úštěcký zlom), na V a SV je hranice dána hydrogeologickou rozvodnicí kolektoru D.

V rajonu je vyvinut bazální kolektor AB (v některých částech až ABC) – ten je předmětem samostatně definovaného rajonu 4730 - a svrchní kolektor D. Propustnost je průlinově puklinová, infiltrace do bazálního kolektoru nastává především mimo rajon, doplňování kolektoru D naopak probíhá pouze v ploše rajonu. Bazální kolektor je odvodňován do sousedních rajonů 4612 a 4523 (ve své jižní části při středohorském zlomu - Litoměřicko, Úštěcko). Zranitelnost kolektoru je vlivem jeho hloubky a napjatosti malá.

Kolektor D je jako obvykle odvodňován v úrovni místních drenážních bází – tok Labe a jeho drobné pravostranné přítoky (vyjmenované od jihu): Tlučenský potok, Rytina, Němčický potok, Průčelský potok, Novoveský potok, Kojetický potok, Svádovský potok, Olešnický potok, Homolský potok, Luční potok, Těchlovický potok, Rychnovský potok, jihovýchodní část rajonu (oblast Úštěk – Blíževedly – Verneřice) je pak odvodňována na jih do Labe Úštěckým potokem.

Přírodní zdroje rajonu 4620

AB (ABC): 166 l/s (C2, přítok z rajonů 4612, 4640 a 4650 stanoveno hydraulickým modelem), využitelné zásoby uvádí Olmer a Kessl ve stejné výši, hydraulický model ověřil

dokonce možnost odběrů až na 192 l/s (vliv indukovaného tranzitu z rajonu 4650). Daná fakta jsou dokladem problematičnosti definice tohoto rajonu v rámci kolektoru AB, protože hranice takto stanoveného rajonu nemají žádnou souvislost s hydrogeologickým ohraničením žádného druhu; přírodní zdroje i využitelné vydatnosti tohoto rajonu jsou tak stanoveny uměle a účelově.

D: 414 l/s (C2, dalších 125 l/s odtéká do rajonu 4523), využitelné množství 166 l/s (stanoveno kvalifikovaným odhadem).

Hydrogeologický rajon 4650 (+ 4730)

Rajon zahrnuje povodí dolní Ploučnice a horní Kamenice. Z geologického hlediska jde o tzv. benešovskou synklinálu, tzn. území s největšími mocnostmi křídových sedimentů u nás (v centru synklinály až kolem 1100 m). V rajonu lze vyčlenit 3 hlavní hydrogeologické kolektory: bazální kolektor vázaný na psamity cenomanského stáří (A), hlavní kolektor (BC) vázaný na turonské pískovce (spodní a hlavně střední turon), a svrchní kolektor D zahrnující sedimenty coniaqu, nevulkanity a jejich pyroklastika (a často je v úzké souvislosti i s kvartérem). Severní a sv. ohraničení je tektonické (doubické zlomové pásmo a lužická porucha), ostatní hranice je vedena po hydrogeologických rozvodnicích kolektoru D. Tento fakt opět komplikuje situaci při studiu bazálního a hlavního kolektoru, protože takto vymezený rajon je obtížně použitelný.

Propustnost kolektoru A je průlinově puklinová a oběh podzemní vody je zásadně ovlivněn tektonickou stavbou území a přítomností vulkanických těles. Zranitelnost kolektoru je vysoká na výchozech v sv. okraji rajonu, jinde je nízká. Z dnešního pohledu nelze souhlasit s tvrzením Olmera a Kessla, že „Infiltrační plochy kolektoru leží mimo území rajonu a je odvodňován do rajonu 462“ (v novém označení 4620). Všechny dostupné informace potvrzují názory o existenci infiltračního území podél lužické poruchy na sv. okraji rajonu, kde je kompletní křídový horninový sled vyvinut v psamitickém vývoji a i odtok podzemní vody dosahuje vyšších hodnot. Hlavní infiltrační zóna je co do velikosti plochy i infiltrovaného množství vody zcela jistě v sousedním rajonu 4640 v širším okolí Krompachu, určité infiltrační zdroje však jsou i zde, především v sv. části území podél hranice výskytu křídových sedimentů při lužické poruše (zhruba mezi Jiřetínem a Krásnou Lípou – viz např. obr. 2.5.). Je jistě pravda, že podzemní vody bazálního kolektoru proudí směrem na JZ přes rajon 4620 do rajonu 4612, kde se v ústecko-bystránské oblasti přírodně odvodňovaly (pravděpodobně v údolí Bystřanského potoka) a dnes existuje umělé odvodnění v Ústí nad Labem. Významná část proudu podzemní vody kolektoru A však zcela jistě směřuje severnější drahou do děčínsko-kamenické drenážní oblasti, do oblasti horní Kamenice (nad soutokem s Chřibskou Kamenicí – průběh českokamenického zlomového pole) – více viz kap. 3.2.

Kolektor BC s průlinově-puklinovou propustností má oběh podzemní vody výrazně ovlivněný tektonickou stavbou území. Zranitelnost kolektoru je vysoká na výchozech v sv. okraji rajonu, jinde je nízká. Opět je třeba polemizovat s tvrzením, že infiltrační plochy leží mimo území rajonu (jsou totožné s infiltračními plochami kolektoru A při lužické poruše). Kolektor je odvodňován do rajonu 4660 (kamenickým zlomovým polem do Kamenice) a 4620 (částečný proud do oblasti jižně od Děčína), významná část vody je však drénována na soutokové oblasti Ploučnice s Labem v děčínské drenážní oblasti.

Svrchní kolektor D může sestávat z několika dílčích kolektorů s větší či menší vzájemnou komunikací podle litologického vývoje místo od místa. Zranitelnost kolektoru je střední na sv. okraji na výchozech vysoká. Je odvodňován v úrovni místních drenážních bází. Hlavními toky oblasti jsou Ploučnice a Kamenice.

Levostranné přítoky Ploučnice (od ústí): Fojtopvický potok, Valkeřický potok, Merboltický potok, Valdecký potok, Valteřický potok, Robečský potok (tím přitéká významné množství vody z rajonu 4640).

Pravostranné přítoky Ploučnice: Bystrá, Vrbový potok, Šporka (s přítoky Stružnický potok a Libchava), Dobranovský potok

Levostranné přítoky Kamenice: Býnovecký potok, Olešnička, Pryský potok (s přítokem Šenovský potok), Černý potok, Červený potok

Pravostranné přítoky Kamenice: Chřibská Kamenice s Doubickým potokem, Bystřička, Lisecký potok, Luční potok, Bělá

Nejsevernější část území kolem Jedlové a Rybníště již patří do povodí Odry a je odvodňována Rybným potokem a Lesenským potokem do Lužničky a dále na SV do Německa.

Přírodní zdroje rajonu 4650

Mezi sousedními rajony 4650, 4640, 4620 a 4660 dochází k významné komunikaci podzemních vod, z pohledu hlubších kolektorů je dělení těchto rajonů umělé.

A: 224 l/s (hydraulický model, metoda proudu, jde o tranzitní zdroje do sousedních rajonů, využitelné množství proto nenavrhováno).

BC: 182 l/s (hydraulický model, v rajonu 4650 počítáno ale jen s 66 l/s v C2 s ohledem na jímání v 4660), využitelná vydatnost také 66 l/s.

D: 1778 l/s (hydrologický model, v kategorii C2 zařazeno 1723 l/s), využitelné množství 517 l/s (kvalifikovaný odhad, z toho 20 l/s v C1 ověřeno hydraulickým modelem).

Hydrogeologický rajon 4640 (+4720)

Rajon zahrnuje povodí horní Ploučnice od Zákup. Do zájmového spadá jen sz. křídová část rajonu (cca 20% jeho plochy). Pro toto území se někdy používá i název tlustecký blok (většinou v souvislosti se sousedním strážským blokem, v němž probíhá těžba uranu – na rozdíl od strážského bloku, který je jednoznačně dán tektonicky, je název tlustecký blok nepřesný, protože jeho západní hranice v pojetí hydrogeologické rajonizace není tektonická, ale hydrologická).

Tuto část území můžeme vymezit průběhem lužické poruchy na SV, strážského zlomu na JV, který se ve svém pokračování na Z na Českolipsku napojuje na hranici rajonu 4650 (rozvodnice kolektoru D, která prochází zhruba západně toku Svitavky. Výskyt kolektorů je identický s rajonem 4650, tzn. že jsou zde 3 křídové kolektory A, BC a D stejného charakteru.

Infiltrace do kolektoru A je soustředěna na sv. okraj rajonu podél lužické poruchy (zčásti na německém území). Odvodnění nastává tranzitem do rajonu 4650, se kterým tvoří tato část

rajonu 4640 spojitý prostor. Částečně probíhá drenáž v českolipské tektonicky podmíněné drenážní oblasti v soutokové oblasti. Zranitelnost kolektoru A je vysoká v sv. části rajonu v psamitickém vývoji křídý, jinde je nízká.

Co se týče kolektoru BC, jeho infiltrace také probíhá v sv. okraji rajonu podél lužické poruchy, kde existuje psamitický vývoj celého křídového profilu a dále i v přilehlé oblasti v širším okolí Jablonného, kde je hlavní kolektor BC obnažen při povrchu. Odvodnění kolektoru BC je zajištěno přetékáním do rajonu 4650, se kterým toto území tvoří spojitý prostor. Další významné odvodnění je do Ploučnice jako hlavní erozní báze území (významná role tektoniky, hlavně českolipské zlomové pole) a jejích přítoků. Zranitelnost kolektoru BC je vysoká v sv. části rajonu v psamitickém vývoji křídý, jinde je nízká.

Kolektor D vázaný na elurity coniackého stáří se vyskytuje prakticky jen v zájmové části rajonu a odvodňuje se do místních drenážních bází – zájmové území je kromě Ploučnice odvodňováno některými jejími pravostrannými přítoky: Svitavka, Paneský potok (s jeho přítoky Heřmanický a Kněžický potok), Dubnický potok, Ještědský potok (s přítokem Zdislavský potok). Zranitelnost kolektoru je střední.

Přírodní zdroje části rajonu 4640

A: do rajonu 4650 odtéká 224 l/s

BC: do rajonu 4650 odtéká cca 150 l/s a naopak z něho jinde přitéká 36 l/s; využitelné množství podzemní vody tlusteckého bloku kolektoru BC bylo stanoveno na 410 l/s

D: 452 l/s (C2, hydrologický model), využitelné množství cca 140 l/s (kvalifikovaný odhad)

Zájmové území zasahuje severním okrajem ještě do rajonu 4630 Děčínský Sněžník a 4660 Křída dolní Kamenice a Křínice. Nejde však o tyto rajony jako takové, ale o zahrnutí hraniční tektoniky významné pro drenáž podzemní vody zkoumaného území, tzn. děčínského a doubického zlomového pole, bližší popis a bilanční údaje těchto rajonů proto nejsou relevantní.

Zájmové území sousedí dále s následujícími hydrogeologickými rajony (obr. 2.2., od J ve směru hodinových ručiček):

- 4523: Křída Obrtky a Úštěckého potoka
- 4611: Křída dolního Labe po Děčín – levý břeh, jižní část
- 6133: Teplický ryolit
- 6132: Krystalinikum východní části Krušných hor
- 6411: Krystalinikum Šluknovské pahorkatiny
- 6412: Krystalinikum Lužických hor
- 6413: Krystalinikum Jizerských hor v povodí Lužické Nisy

1.3. Metodika prací

Zpracování vlastního konceptuálního modelu předcházela řada prací. V první řadě šlo o shromáždění všech dostupných archívních dat, jejich zpracování, roztřídění a výběr, a navázání kontaktů s odborníky zabývající se touto problematikou a tímto územím.

V letech 1999-2004 probíhala i řada terénních prací, které souvisely s průzkumem termální struktury a probíhajícími technickými zásahy. Šlo jednak o připravované a realizované odborné likvidace starých vrtů a o přípravu a budování vrtů nových, náhradních. Souběžně s tím probíhaly i konzultace ohledně režimu odběrů termálních vod (zvláště na Ústecku) a možností jejich optimalizace.

Roky 2005-2006 byly přípravným obdobím výzkumného projektu, v jejichž rámci se zpracovávaly první obrysy možného modelového řešení dané struktury a precizovala se formulace zadání výzkumného projektu, optimalizoval se i řešitelský tým.

Od roku 2007 probíhá výzkumný projekt GA ČR, jehož je autor této disertační práce hlavním řešitelem. Práce na vlastním konceptuálním modelu probíhaly zhruba poslední dva roky. Konceptuální model byl autorem zpracován samostatně, za konzultačního přispění řady odborníků a kolegů, řešitelský tým výzkumného projektu GA ČR se na zpracování a formulaci konceptuálního modelu nepodílel.

1.4. Hydrogeologická prozkoumanost

Výskyty termálních vod v české křídové pánvi v prostoru mezi Teplicemi, Ústím n.L. a Děčínem byly ověřeny vrtnými pracemi při pokusech o zajištění užitkové a pitné vody teprve na přelomu 19. a 20. století. Do této doby zde byly termální vody, s výjimkou drobných výskytů teplých vod v okolí Děčína, podle všech dostupných podkladů zcela neznámé. První vrty, které zastihly termy, byly provedeny v Bystřanech jv. od Teplic (1888, 1897), později následovaly vrty ve Vilsnici j. od Děčína (1906), v Děčíně (1911-1912) a v Ústí nad Labem (1911-1932). Další vrty pak následovaly. Až do současnosti byly zčásti prováděny k výzkumným účelům, zejména však sloužily k využívání termálních vod.

Dávno před naražením zmíněných termálních vod hlubokými vrty v křídové pánvi byly v podkrušnohorském prostoru známy přírodní vývěry term v lázních Teplicích, vázané na těleso ryolitu. Režim teplických term byl významně ovlivněn průvalem na dole Döllinger u Duchcova v r. 1879 a dalšími antropogenními zásahy.

Výzkumné a průzkumné práce v souvislosti s termálními vodami na Ústecku a Děčínsku se datují od doby jejich objevení. Těmito výskyty se zabývala řada tehdejších předních geologů (Laube, Hibsche, Petrascheck, Seemann, Müller aj.). Od 30. let se ústeckou termou zabýval Hyníe a v 60. letech proběhl rozsáhlý regionální průzkum této struktury, hlavně v souvislosti s pracemi kolem teplických term (Čadek et al. 1968). Řadu významných podnětů přináší práce Hazdrové (1968, 1971). Mnoha údajů přinášejí zprávy hodnotící výsledky jednotlivých provedených vrtů.

První literární zmínky se vztahují k několika problémům, jako je rozdílnost výtlačných úrovní term, vydatnost a geneze term s průvodními otázkami o infiltračním území, vztahu

k terciárnímu vulkanismu, teplotě a chemismu term. Otázky, týkající se křídových termálních vod, řešili především následující autoři: Hibschi (1908, 1912, 1931, 1936) se zabýval problémem výskytu termálních vod, jejich zvýšené teploty, rozdílnosti tlaků a jejich chemismem. Seeman v práci z roku 1912 dokumentuje vrt v Městských lázních a vrt firmy Wolfrum, v dalších pracích označovaný podle názvu závodu též Vlnola či Textilana. Mimo jiné se Seeman dotýká otázky původu termálních pramenů, jejich teploty a tlaku. Roku 1913 Seeman popisuje nově dokončený vrt v ústecké sklárně. Müller (1927, 1930, 1933, 1936) hodnotí výsledky vrtu ve Střekově, který byl dokončen v roce 1930. Tentýž autor v práci z roku 1936 popisuje provedení nové (druhé) artéské studny pro firmu Wolfrum z roku 1932. V této práci opakuje některé údaje zjištěné při hloubení artéských studní na Ústecku v předešlých letech. Päckert (1932) shrnuje veškerou dokumentaci o vrtech do křídý, především se pak podrobněji zabývá ústeckými vrty a jejich vzájemným ovlivněním.

Tlaková úroveň termální vody v Ústí n. Labem, vydatnosti přetoků, zdánlivě shodný chemismus s teplickými termami daly podnět také k diskusím o možném případném ovlivnění teplických term odběrem termální vody v Ústí n. Labem. Zvláště intenzivně tato diskuse probíhala po navrtání střekovské termy v r. 1930. V 60. letech, v souvislosti se stanovením ochranných pásem pro lázně Teplice, bylo území výskytu ústeckých term zkoumáno více hydrogeologickými a geologickými strukturními vrty (Hazdrová-Kačura-Krásný 1964). V rámci tohoto průzkumu byl proveden také hydrochemický výzkum term.

V 70-tých letech byly ústecko-děčínském území hloubeny hydrogeologické a geologické strukturní vrty pro regionálně hydrogeologický průzkum, pro sledování uranového zrudnění i pro účelový hydrogeologický průzkum. V 80. letech byla struktura zhodnocena v rámci syntézy české křídové pánve (Nakládal et al. 1987), jejímž završením je publikace Herčíka et al. (1999). Další práce proběhly v rámci geologického a hydrogeologického mapování v různých obdobích.

Pro ocenění využitelného množství jsou významné především práce Hazdrové (1971), Čadka et al. (1968), Šuly a Zemana (1996), Nakládala (1990, 1999 aj.) a Herčíka et al. (1999).

Co se týče dílčích regionálních hydrogeologických průzkumů české křídové pánve, které přinášejí cenné podněty a které byly završeny Hydrogeologickou syntézou české křídové pánve (Nakládal et al. 1987 a Herčík et al. 1999), od roku 1965 jich proběhla celá řada. Lze jmenovat např. práce Jetelové (1971) z povodí Ploučnice, Nakládala (1972, 1973) z povodí horní Kamenice, Žitného (1972) a Strnada (1977) z Českolipska, souhrnná hodnocení Hercoga (1968, 1971), Slepíčky (1971), z Děčínska jsou známy práce Šuly (1973), Hazdrové (1970), Hercoga (1970), případně studie Šuly a Hakenové z roku 1974. Studie tlusteckého bloku pochází od Hoppeho (1970), a Brožka (1982).

Regionální výzkum a mapové výstupy jsou zastoupeny např. Malkovským et al. (1974), základní obecný přehled poskytují samozřejmě klasické práce Oty Hynie (1949, 1961, 1963), základní hydrogeologické mapy zpracovali Hazdrová, Kačura (1968) a Kačura, Kněžek (1970). Poněkud novější jsou praktické mapové vysvětlivky (Jetel et al. 1986, Hazdrová et al. 1980), případně přehledové regionální publikace Kačury (1980), Olmera a Kessla (1990), případně nová hydrogeologická rajonizace (Olmer et al. 2006).

Ve srovnání s poměrně dobrou geologickou a hydrogeologickou prozkoumaností jsou data

důležitá pro hodnocení geotermických poměrů oblasti poměrně chudá. Vesměs se jedná pouze o práce regionální, které zahrnují i studovanou oblast, nevěnují se jí však podrobně. Jde o práce Ibrmajer, Suk (1989), Hazdrová et al. (1977 a 1981), Čermák (1977), Malkovský et al. (1974), Pačes, Čermák (1975), Čermák, Jetel, Krčmář (1968). Ke geotermickým poměrům se vyjadřuje také Hynie (1963).

Kromě výzkumných projektů se v posledním období realizovala celá řada komerčních průzkumů, jejichž cílem bylo zachytit termální vodu pro průmyslové či rekreační využití. Např. Žižka (1978) zdokumentoval nový jímací vrt HÚ-1 Předlice, využívaný v minulých letech pro koupaliště Klíše.

Významné práce byly provedeny zejména v posledním desetiletí, kdy byly jednak zatěžněny některé starší vrty, jednak byly vyhloubeny nové jímací vrty. Odborným řízením této činnosti se intenzívně zabýval Nakládal, který zpracoval řadu zpráv a posudků.

1.5. Projekt ISPA (www.chmi.cz)

V 90. letech vznikl návrh optimalizace sítě v rámci celé ČR, která byla zpracována v 7 celcích vycházejících z hydrogeologické rajonizace:

- Z. a sz. Čechy
- Z. část křídové pánve
- V. část křídové pánve
- Krystalinikum stř. a vých. Čech, jihočeské pánve
- Oblast Českomoravské vrchoviny
- S. Morava
- V. a jv. Morava, flyš, terciér a kvartér Moravy

Následně byly zajištěny finanční prostředky z projektu ISPA/FS č. 2000/CZ/16/P/PE/003: Monitorování a hodnocení hydrosféry v souladu se směrnicemi Evropské komise o životním prostředí v České republice. Financování bylo zajištěno z Fondu soudržnosti EU s 25% příspěvkem ze státního rozpočtu (MŽP). Nositelem projektu je Český hydrometeorologický ústav, který je pověřen Ministerstvem životního prostředí ke sledování a hodnocení stavu povrchových a podzemních vod v ČR podle vodního zákona. Účelem projektu je rekonstruovat státní monitorovací síť podzemních vod, část monitorovací sítě povrchových vod a dovybavit ústav výpočetní technikou pro zpracování dat a distribuci informací tak, aby monitorování a hodnocení splňovalo požadavky dané směrnicemi ES zejména Směrnice 2000/600/ES ustanovující rámec pro činnosti Společenství v oblasti vodní politiky. Hlavní etapa realizace probíhala v letech 2005-2007.

Projekt má 3 části:

- ☐ Sledování podzemních vod
- ☐ Sledování jakosti povrchových vod
- ☐ Přenos a zpracování dat a distribuce informací

Část Podzemní vody je objemově největší částí projektu, obsahuje vybudování 403 nových objektů pro sledování hladiny podzemní vody (vrtů) a 16 objektů pro měření vydatnosti pramenů. Do zpracovávaného území spadá celkem 17 vrtů, které dosáhly hlavního nebo

bazálního křídového kolektoru, a jejichž výsledky jsou shrnuty v následující kapitole (z toho 6 zasahuje do bazálního křídového kolektoru a 11 do hlavního). Je zde třeba na tomto místě poděkovat Českému hydrometeorologickému ústavu, RNDR. M. Procházce a RNDR. Jiřímu Fiedlerovi ze společnosti Aquatest a.s., a především supervizorovi dotčené části projektu RNDr. V. Nakládalovi, za poskytnutí těchto cenných dat pro výzkum.

Základní východiska a cíle přestavby pozorovací sítě podzemních vod tak, aby výsledky pozorování vyhověly požadavkům EU i nárokům na ochranu podzemních vod v hustě osídlené a industrializované krajině, lze shrnout do následujících bodů:

- ☐ zjištění dlouhodobých trendů ve vztahu ke změnám klimatu
- ☐ začlenění podzemních vod do hydrologické bilance jako složky odtoku
- ☐ kontrola užívání a dalších antropogenních ovlivnění režimu podzemních vod
- ☐ získání podkladů pro vodohospodářskou bilanci
- ☐ vliv režimu podzemních vod na ekosystém jako celek

Z uvedených funkcí a cílů vyplývá, že pozorovací síť:

- musí pokrýt přiměřeně celé území ČR bez ohledu na hydrogeologickou významnost
- musí zachytit podrobněji hydrogeologické struktury, v nichž se vytváří největší množství podzemních vod
- a její hustota musí odpovídat složitosti hydrogeologické struktury a dosahuje tak evropsky srovnatelné úrovně a splňuje požadavky evropských předpisů - 70 km² na jeden objekt, která umožní popsat plošně režim podzemních vod. Pozorovací síť ve vodohospodářsky významných hydrogeologických strukturách (a tedy i ve zpracovávaném území) má ale hustotu dosahující až 30 km² na pozorovací objekt.

Obecný význam vrtů ISPA jako cenného zdroje dat:

- ☐ Přestože vrty nejsou vrtány jádrově, přinášejí velmi významné regionálně geologické a hydrogeologické informace o zastiženém horninovém prostředí
- ☐ Významným zdrojem informací jsou kromě krátkých (většinou 2-denních) hydrodynamických zkoušek především karotážní měření
- ☐ Vrty byly proměřeny komplexem karotážních metod s přihlédnutím k výnosu vrtné drti (metody: gama karotáž, neutron neutron karotáž, hustotní karotáž, elektrokarotáž, karotáž magnetické susceptibility, kavernometrie, spíše výjimečně i akustická karotáž). Z výsledků jsou interpretovány litologické profily a strukturní prvky stavby území.
- ☐ Hydrogeologické poměry ve vrtech byly zjišťovány kromě hydrodynamických zkoušek na základě dalších karotážních metod (termometrie, rezistivimetrie, metoda ředění označené kapaliny, metoda konstantního čerpání označené kapaliny, průtokometrie, výjimečně fotometrie). Kromě informací o proudění vody byly získány informace i některých jakostních charakteristikách, především teplota nebo vodivost.
- ☐ Ve všech vrtech byla tato měření doplněna videozáznamem.
- ☐ Na základě získaných dat vznikla úvaha pokusit se o nová korelační geofyzikální schémata a profily s využitím starších i nových dat. Tyto nové korelační řezy, jejichž příprava je zatím v počátcích, přinesou nové poznatky o strukturní stavbě a v návaznosti i nové informace o hydrogeologické situaci.

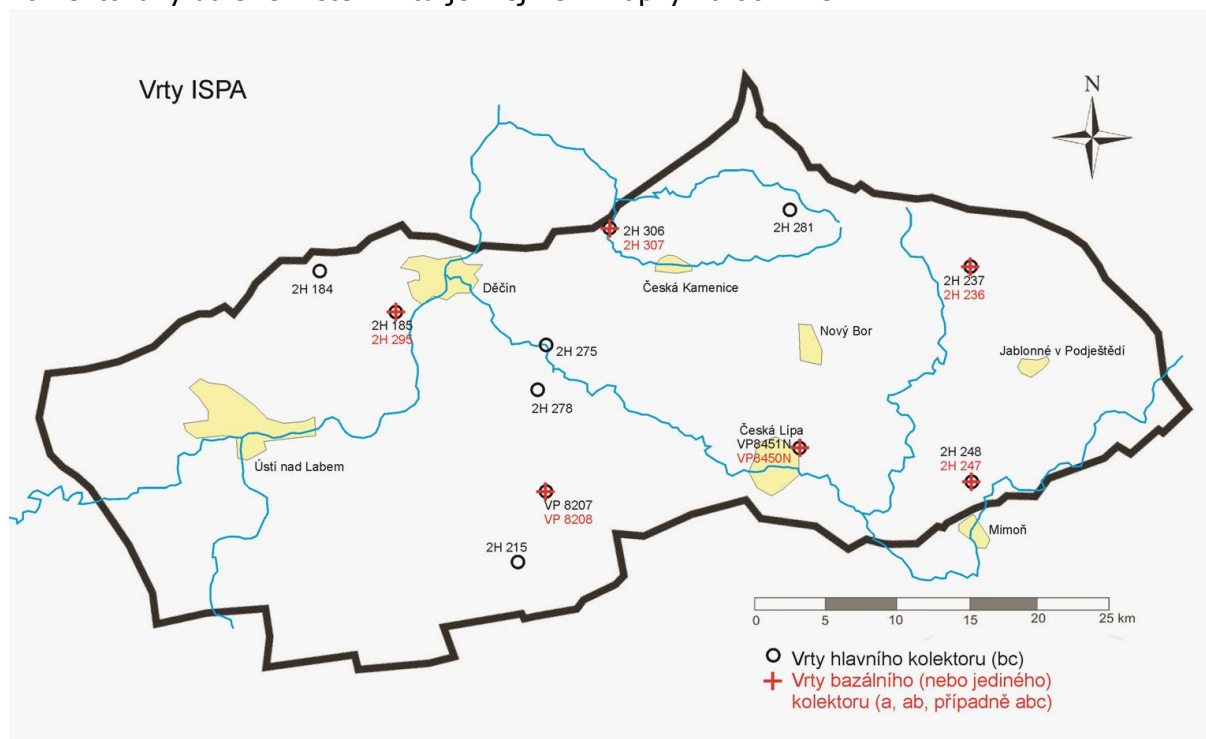
V další kapitole je uveden přehled vrtů ISPA spadajících do zájmového území, které jsou zhodnoceny ze 3 základních hledisek:

- strukturní data o pánevní stavbě – hloubky ohrazení a mocnosti kolektorů A (AB) a C (BC)
- základní data o proudění podzemní vody daného kolektoru (piezometrická data, hydraulické parametry)
- podrobnější údaje o charakteru zastižených kolektorů a izolátorů, s důrazem na bazální a hlavní křídový kolektor

Zjištěná data jsou v dalším textu využita a porovnávána s výstupy Hydrogeologické syntézy české křídové pánve, bc3 (Nakládal V. et al. 1987) a případné difference komentovány. Bohužel v době zpracování práce ještě nebyl projekt ISPA dokončen a tak některé výsledky nejsou úplné nebo jsou jen pracovní.

1.5.1. Přehled nových vrtů v rámci projektu ISPA

Jak je uvedeno výše, do zájmového území patří celkem 16 nových vrtů, jejichž výsledky jsou komentovány dále. Umístění vrtů je zřejmé z mapky na obr. 1.3.



Obr. 1.3. Umístění nových vrtů ISPA diskutovaných v této kapitole. Černě je orámováno zájmové území, stejně jako na dalších obrázcích v celé práci.

V následující tabulce 1.2. jsou uvedeny základní strukturní informace o vrtech a jejich souřadnice.

Tab. 1.2. Základní strukturní údaje a zaměření nových vrtů ISPA

VOB – výška odměrného bodu, BK – bazální kolektor, HK – hlavní kolektor. Žlutě jsou zvýrazněny hodnoty lišící se výrazně (o více než 20 m) od výstupů Hydrogeologické syntézy (Nakládal et al. 1987), které jsou diskutovány dále v textu práce. Nevyplněná pole nebyla průzkumem zjištěna.

č.objektu	Číslo ČHMÚ	lokalita	X	Y	Z ter.	Z odm.bod	VOB	hloubka hladiny (m p.t.)	kolektor (BK, HK)	úroveň hladiny (m n.m.)	mocnost HK (m)	mocnost BK (m)	hloubka báze HK (m p.t.)	úroveň báze HK (m n.m.)	hloubka stropu BK (m p.t.)	úroveň stropu BK (m n.m.)	hloubka báze BK (m p.t.)	úroveň báze BK (m n.m.)
2H215	VP8234	Habřina	985478.20	743047.00	298.33	299.36	1.03	68.50	H	229.83			245.00	53.33				
2H184	VP8466	Libouchec	965612.67	759186.47	346.08	347.25	1.17	19.50	H	326.58								
2H185	VP8467	Vilsnice	968339.86	750276.88	159.93	160.88	0.95	3.00	H	156.93								
2H236	VP8475	Juliovka	964281.10	714282.92	425.66	426.60	0.94	58.20	B	367.46	341.00	90.00	351.00	74.66	381.00	44.66	471.00	-45.34
2H237	VP8476	Juliovka	964275.88	714289.76	426.00	426.79	0.79	33.80	H	392.20	318.00		351.00	75.00				
2H247	VP8479	Pertoltice	980588.03	712906.74	281.06	281.48	0.42	-27.00	B	308.06	362.00	45.00	620.00	-338.94	675.00	-393.94	720.00	-438.94
2H248	VP8480	Pertoltice	980580.25	712905.88	280.98	281.63	0.65	-6.50	H	287.48	369.00		620.00	-339.02				
2H275	VP8488	Žandov	972697.46	734278.75	292.88	294.00	1.12	34.30	H	258.58								
2H278	VP8489	Valteřice	977209.73	734697.34	328.03	329.10	1.07	64.50	H	263.53	312.00		636.00	-307.97				
2H281	VP8496	Krásné pole	960017.21	725203.61	412.50	413.49	0.99	173.10	H	239.40								
2H307	VP8506	Srbská Kamenice	962024.85	736467.49	214.58	214.83	0.86	-12.50	B	227.08	142.00		144.00	70.58	183.50	31.08		
2H306	VP8507	Srbská Kamenice	962016.80	736460.59	214.81	214.83	0.02	-0.10	H	214.91								
2H 295	VP8500	Vilsnice	968346.53	750284.13	159.81	160.35	0.54	-15.50	B	175.31		159.00			291.00	-131.19	450.00	-290.19
	VP 8207N	Držovice (Brusov)	982626.84	741275.77	347.07	348.30	1.23	95.90	H	251.17	273.00		545.00	-197.93				
	VP 8208N	Držovice (Brusov)	982624.48	741280.43	347.17	348.34	1.17	92.10	B	255.07		61.00			598.00	-250.83	659.00	-311.83
	VP 8450 N	Česká Lípa	977767.34	724114.68	299.38	300.38	1.00	14.80	B	284.58	269.00	66.00	490.00	-190.62	541.00	-241.62	607.00	-307.62
	VP 8451 N	Česká Lípa	977753.36	724118.74	299.98	300.99	1.01	33.00	H	266.98	248.00		471.00	-171.02				

1.5.2. Interpretace strukturních a hydrogeologických dat z daného území

Většina popisovaných vrtů má v příloze č. 3 zařazený grafický karotážní záznam. U třech vrtů (2H 184, VP 8208 a 2H248) tento záznam nebyl v době uzávěrky práce k dispozici.

Bazální křídový kolektor

Název vrtu a lokalizace: 2H247 Pertoltice

Hloubka vrtu: 727 m

Zastižené kolektory (označování ve smyslu Hydrogeologické syntézy 1987): D, BC, A

Otevřený kolektor vrtem: 675,7-719,4 m – A

Hloubka hladiny podzemní vody: 27 m nad t.

Mocnost hlavní křídové zvodně: 362 m

Mocnost bazální křídové zvodně: 45 m

Báze hlavního kolektoru: 620 m p.t.

Strop bazálního kolektoru: 675 m p.t.

Báze bazálního kolektoru: 720 m p.t.

Koeficient filtrace: $k = 1,12 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$

Koeficient transmisivity: $T = 4,46 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$

Specifická vydatnost: $q = 0,23 \cdot 10^1 \text{ l} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$

Schématický litologický profil:

0-18,5 m	kvarter (štěrky, štěrkopísky, bazaltové valouny a balvany, 10,5-13,5 jílu)
18,5-77 m	sled vrstev prachovců, jílovců, bazaltových poloh a vulkanických brekcií
77-250 m	prachovité pískovce až písčité prachovce (ve spodní části až slínovce) s polohami vulkanických brekcií a občasnými bazaltovými žilami
250-612 m	pískovce, s vulkanickými brekciemi a jejich projevy v hloubkách 305-337 m, a 370-442 m (hlavní kolektor BC)
612-676 m	prachovce, slínovce a jílovce (spodnoturonský izolátor)
676-721 m	jemně až středně zrnité pískovce (kolektor A), směrem k bázi se objevují jílovitější polohy, zjištěno stopové množství uranu
721-727 m	krystalinikum

Zhodnocení získaných litologických dat:

Vrt ověřil mocnost hlavní křídové zvodně na 362 m a bazální zvodně na 45 m, jakož i existenci izolátoru mezi nimi, který je mocný 63 m. ve svrchních polohách do hloubky cca 235 m jsou velmi četné projevy neovulkanismu (bazaltové polohy, vulkanické brekcie a jejich projevy). Z hlediska bazálního křídového kolektoru byl zjištěn standardní stav.

Zhodnocení získaných hydrogeologických dat:

2-denní přetoková zkouška s přetokem 3,5-4 l/s a snížení piezometrické úrovně o cca 16 m zjistila transmisivitu bazálního kolektoru ve střední úrovni – třída III. Teplota vody dosáhla 28°C, což odpovídá průměrnému teplotnímu gradientu (cca 2,5°C na 100m) a dané hloubce oběhu vody (cca 700 m).

Název vrtu a lokalizace: 2H307 Lužná – Srbská Kamenice

Hloubka vrtu: 210 m

Zastižené kolektory (označování ve smyslu Hydrogeologické syntézy 1987): BC, A

Otevřený kolektor vrtem: A

Hloubka hladiny podzemní vody: 12,5 m nad t.

Mocnost hlavní křídové zvodně: 142 m

Mocnost bazální křídové zvodně: neúplný vrt, vystrojeno je 4,5 m cenomanské zvodně (vrtem ověřena mocnost A 27,5 m)

Báze hlavního kolektoru: 144 m p.t.

Strop bazálního kolektoru: 183,5 m p.t.

Báze bazálního kolektoru: -

Koeficient filtrace: $k = 8,43 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$

Koeficient transmisivity: $T = 5,9 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$

Specifická vydatnost: $q = 0,36 \cdot 10^1 \text{ l.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$

Schématický litologický profil:

0-3,5 m kvartér (hlíny a štěrkopísky)

3,5-65 m jemnozrnné pískovce, místy slabě jílovité (střední turon)

65-144,2 m převažující středně a hrubozrnné pískovce (střední turon)

144,2-155 m prachovité a jílovité pískovce (spodní turon)

155-183,5 m jílovce a slínovce (spodní turon)

183,5-210 m jemnozrnné rozpadavé a hrubozrnné pískovce (cenoman)

Zhodnocení získaných litologických dat:

Vrt ověřil hlavní křídový kolektor o mocnosti 142 m ve standardním vývoji prakticky čistých pískovců, spodnoturonský izolátor a 27,5 m mocnosti cenomanského kolektoru. Poté pro potíže s vrtáním byl vrt ukončen a vystrojit se ho podařilo jen do hloubky 188 m. Vrt je umístěn uvnitř děčínského zlomového pole v místě, kde se větví a přechází na východ do doubického a kamenického zlomového pole.

Zhodnocení získaných hydrogeologických dat:

Vrt má perforaci 161-188 m. Hlavní přítok do vrtu je jeho dnem, což je typická situace pro neúplné studny napjatých zvodní. Významný přítok byl i těsně při stropu bazální zvodně, což je opět typická skutečnost pro cenomanské kolektor. Teplota vody na počvě vrtu činila 19,6°C. Vzhledem k výškové úrovni sedimentů i teplotě vody je zřejmé, že vrt je již mimo zakleslou středohorskou kru. Přetoková zkouška ověřila vydatnost vrtu 0,9 l/s při snížení piezometrické úrovně o 2,5m. Hodnotou transmisivity spadá do třídy III.

Název vrtu a lokalizace: VP8208N Držovice (Brusov)

Hloubka vrtu: 670 m

Zastižené kolektory (označování ve smyslu Hydrogeologické syntézy 1987): D, BC, A

Otevřený kolektor vrtem: A

Hloubka hladiny podzemní vody: 92,10 m p.t.

Mocnost hlavní křídové zvodně: -

Mocnost bazální křídové zvodně: 61 m (598-659)

Báze hlavního kolektoru: -

Strop bazálního kolektoru: 598 m p.t.

Báze bazálního kolektoru: 659 m p.t.

Koeficient filtrace: $k = 2,37 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$

Koeficient transmisivity: $T = 1,42 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$

Specifická vydatnost: $q = 1,8 \cdot 10^1 \text{ l.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$

Schématický litologický profil:

0-598 m kvartér, coniak, turon (blíže viz VP8207N)

598-659 m cenoman (převažující pískovce), polohy jílovců 603-607, 620-655 (v nich je poloha jílovitých pískovců 640-652m)

Zhodnocení získaných litologických dat:

Vrt ověřil 61 m mocnost bazálního křídového kolektoru, který je jalovcovými polohami v intervalech 603-607, 620-640 a 652-655 m fakticky rozdělen na čtyři části. Vzhledem k mocnosti druhé izolátorské polohy je pravděpodobné, že dvě svrchní a dvě spodní části cenomanské zvodně mohou být de facto odděleny a chovat se hydraulicky více či méně nezávisle.

Zhodnocení získaných hydrogeologických dat: Vrt je otevřen v intervalu 575-622 a 640-658 m, tedy v celém rozsahu propustného cenomanu, přičemž respektuje faktické rozdělení cenomanu na dvě části, nejsou ale odděleny cementovým můstkem. Hladina cenomanu je vysoce napjatá (piezometrická úroveň 506 m nad strop kolektoru). 2-denní čerpací zkouška ověřila snížení piezometrické úrovně o cca 40 cm při čerpání 0,8 l/s. Teplota čerpané vody postupně dosáhla až 28°C, což může být hodnota blíží se teplotě na počvě vrtu (29°C). Hodnotou transmisivity testované prostředí odpovídá třídě II.

Název vrtu a lokalizace: 2H295 Vilsnice

Hloubka vrtu: 467 m

Zastižené kolektory (označování ve smyslu Hydrogeologické syntézy 1987): A, B, C

Otevřený kolektor vrtem: AB

Hloubka hladiny podzemní vody: 15,5 m nad t.

Mocnost spojeného křídového kolektoru AB: 159 m

Strop spojeného kolektoru AB: 291 m p.t.

Báze spojeného kolektoru AB: 450 m p.t.

Koeficient filtrace: $k = 1,69 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$

Koeficient transmisivity: $T = 2,25 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$

Specifická vydatnost: $q = 0,52 \cdot 10^1 \text{ l} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$

Schématický litologický profil:

0-9 m kvartér (jíly)

9-134 m jílovce a prachovce coniackého stáří

134-198 m jemnozrnné pískovce, prachovité pískovce

198-219 m slínovce

219-277 m rychlé střídání poloh pískovců a prachovců s drobnými polohami neovulkanitů kolem 225 m

277-291 m slínovce a jílovité vápence

291-367 m středně zrnité pískovce, místy jílovité

367-388 m slepence až hrubozrnné pískovce, tektonicky postižené (brekcie?)

388-450 m jemně až středně zrnité pískovce, směrem k bázi roste podíl prachovité a jílovité složky

450-467 m křídové podloží – lateritizované metamorphy

Zhodnocení získaných litologických dat:

Jedná se o značně netypický litologický profil postrádající běžné opěrné křídové horizonty. Situace byla konzultována s J.Valečkou (ČGS, březen 2008, ústní sdělení).

Porovnáním litologické interpretace dle karotáže s popisy okolních strukturních vrtů (Hlinná, Krásný Studenec, Křešice, Smordov) bylo zjištěno, že profil je velmi netypický, zvláště ve spodní části. Svrchní část vypadá jednoznačně:

9-134 m teplické a březenské souvrství (svrchní turon a coniak), mocný sled pelitů nad kolektorem C

134 - 291 m jizerské souvrství (střední turon), v němž jsou tělesa kolektorů C včetně obvyklého přechodného linotypu mezi nimi. I mocnost souvrství velmi dobře odpovídá mocnosti v okolních vrtech.

291 - 367 m – pravděpodobně netypický a neúplný sled spodního turonu, ale bez stropu (hrubé, až slepencovité pískovce) a báze (spodnoturonský izolátor). Litologicky ale sled vypadá také jako kolektor A.

367 - 450 m bazální část křídý. Slepence navrchu mohou odpovídat svrchní části kolektoru B (spodní turon), čemuž odpovídá nález jemnozrnnějších pískovců pod nimi. Ovšem pod nimi chybí bazální spodnotunský slínovcový izolátor. Slepence resp. hrubozrnné pískovce se místně ale vyskytují i v cenomanském kolektoru A, pokud je mocnější a to v jeho spodní části nad krystalinikem (např. vrt Smordov, kde jsou 20 m mocné).

Podle názoru Adamoviče (2007, ústní sdělení J.Fidlerovi) je v 291 m báze svrchního turonu, spodní turon zcela chybí a slepence v hloubce 367-388 m jako tektonické brekcie oddělují cenoman od středního turonu. Liší se tak částečně v interpretaci s Valečkou, kdy klade bázi svrchního turonu mnohem hlouběji. Že vylučuje přítomnost spodního turonu, může být možná dáno jeho odlišným chápáním jen jako izolační nejspodnější polohy slínovcových hornin, který ve sledu opravdu chybí. Oba autoři se shodují v tom, že zastižené slepence znamenají nástup cenomanské sedimentace.

Závěr úvahy : V interpretaci se přikláním k názoru J. Valečky - v intervalu 291 - 450 m se nacházejí sedimenty cenomanu i spodního turonu s kolektory A a B, ale je to jakoby zpřeházeno, případně i opakování sledů, a navíc tam chybí bazální část spodního turonu, tj. izolátor mezi A a B. Tento izolátor má ovšem v daném území poměrně malou mocnost - např. ve vrtu Smordov jen asi 12 m, a jsou to sedimenty, které mají makroskopicky často charakter velmi jemných pískovců či prachovců, takže je otázka, zda podle karotáže nejsou interpretovány jako jemnozrnné pískovce. Je prakticky jisté, že netypická situace je výsledkem tektoniky, která se zde uplatňovala. Podélný geologický řez naznačuje poměrně intenzivní tektonické postižení křídových sedimentů mezi Labem a Ploučnicí – okrajové řezy zapadlé kry u Choratic směřují přímo na Vilsnici.

Zhodnocení získaných hydrogeologických dat:

Vrt je otevřen v úseku 317-454 m (zvodněný kolektor je 291-450m), ve světle výše uvedených úvah monitoruje tedy spojený bazální kolektor AB v netypickém vývoji. Na vrtu se ustálil přetok cca 20 l/s s teplotou 25,4°C na výtoku. Hlavní přítoky byly zjištěny z pískovcových vrstev v hloubkách 291-307m (odstíněn výstrojí), 316-318m, 320m, 322m, 331-339m (kolektor B?), 415-419m, a při bázi 449-451m (kolektor A?). Zajímavá je zvláště absence přítoků v dlouhém intervalu 339-415 m, v němž také převažují pískovce a zóna zahrnuje i výše diskutovanou polohu slepenců. 2-denní přílivová zkouška s odtokem 1 l/s ověřila snížení ustálené hladiny o 2 m. Teplota vody na bázi vrtu byla 27°C. Hodnotou transmisivity se vrt řadí do třídy II.

Název vrtu a lokalizace: VP8450N Česká Lípa

Hloubka vrtu: 614 m

Zastižené kolektory (označování ve smyslu Hydrogeologické syntézy 1987): D, BC, A

Otevřený kolektor vrtem: A

Hloubka hladiny podzemní vody: 14,8 m p.t.

Mocnost hlavní křídové zvodně: 269 m

Mocnost bazální křídové zvodně: 66 m

Báze hlavního kolektoru: 490 m p.t.

Strop bazálního kolektoru: 541 m p.t.

Báze bazálního kolektoru: 607 m p.t.

Koeficient filtrace: $k = 2,9 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$

Koeficient transmisivity: $T = 1,45 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$

Specifická vydatnost: $q = 0,67 \cdot 10^1 \text{ l} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$

Schématický litologický profil:

0 – 7 m	kvarter (píscité hlíny, jemnozrnné písky, na bázi zpevněné železitým tmelem)
7 - 138 m	prachovité a jílovité slínovce, při bázi jílovce
138 - 206 m	středně zrnité pískovce (svrchní křídový kolektor D)
206 – 223 m	prachovité slínovce (svrchnoturonský izolátor)
223 – 391 m	jemně až středně zrnité pískovce (hlavní křídový kolektor)
391 – 417 m	slínito-prachovité pískovce až prachovce (přechodný litotyp)
417 – 471 m	středně až hrubě zrnité pískovce (spodní část hlavního křídového kolektoru BC)
471 – 490 m	jílovité až slínité pískovce
490 – 541 m	prachovce, místy slínité a písčité, na bázi vápnité a prachovité jílovce (spodnoturonský izolátor)
541 - 595 m	středně zrnité pískovce (mořský cenoman)
595 – 607 m	jemnozrnné jílovité pískovce a jílovce (sladkovodní cenoman)
607 – 614 m	prachovité jílovce (předkřídové podloží)

Zhodnocení získaných litologických dat:

Vrt zastihl všechny tři hlavní křídové kolektory – D o mocnosti 68 m (138-206m), BC o mocnosti 248 m (223-471m) a A o mocnosti 66 m (541-607m), oddělené izolátory jemnozrnnějších hornin. Zastižený profil i mocnosti jsou standardní.

Zhodnocení získaných hydrogeologických dat:

Vrt je otevřen v úseku 544-598 m. V úseku cenomanských pískovců bylo zjištěno pomalé přírodní proudění sestupného charakteru. Přítok v hloubce 544-551 m opouští vrt v intervalu 586-592 m. Při čerpání se objevila místa dalších přítoků – 555-556m, 562-564m, 567m, a tři drobné přítoky hlouběji (572, 573 a 592m). Teplota vody 20°C v hloubce 600 m. 2 denní čerpací zkouška ověřila při čerpání 1 l/s snížení hladiny o cca 1,5 m. Hodnotou transmisivity se vrt řadí do třídy II.

Název vrtu a lokalizace: 2H 236 Juliovka

Hloubka vrtu: 481 m

Zastižené kolektory (označování ve smyslu Hydrogeologické syntézy 1987): BC, A

Otevřený kolektor vrtem: A

Hloubka hladiny podzemní vody: 58,20 m p.t.

Mocnost hlavní křídové zvodně: 341 m

Mocnost bazální křídové zvodně: 90 m

Báze hlavního kolektoru: 351 m p.t.

Strop bazálního kolektoru: 381 m p.t.

Báze bazálního kolektoru: 471 m p.t.

Koeficient filtrace: $k = 4,45 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$

Koeficient transmisivity: $T = 4,0 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$

Specifická vydatnost: $q = 0,56 \cdot 10^1 \text{ l} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$

Schématický litologický profil:

0-10 m	kvartér (štěrkopísky s balvany čedičových sutí)
10-281 m	středně až hrubě zrnité pískovce, se sníženým množstvím tmelu
281-351 m	převážně hrubozrnné pískovce, s vložkami jílovitých a prachovitých pískovců
351-381 m	převážně jílovce, prachovce, slínovce
381-471 m	středně až hrubě zrnité pískovce, místy zvýšený obsah radionuklidů
471-481 m	lateritizované fylity – křídové poldoží

Zhodnocení získaných litologických dat:

Vrt ověřil mocnost křídové sedimentace na 471 m a zastihl turonské a cenomanské horniny. V úseku 10-351 m je hlavní křídový kolektor, pod ním je 30m spodnoturonský izolátor (351-381 m) a následuje 90 m poloha cenomanských pískovců – bazální kolektor. Bylo ověřeno i krystalinické podloží (fylity).

Zhodnocení získaných hydrogeologických dat:

Vrt je otevřen v intervalu 394 – 473 m, monitoruje tedy cenomanskou zvodeň. Ve vrtu podle hydrokarotáže existuje nepatrné přírodní proudění vody. Voda do vrtu přitéká z vrstev cenomanských pískovců v hloubce 428-434,5 m a proudí rychlostí prvních centimetrů za den napříč vrtem. Nepatrné množství (v řádu litrů za den) však pokračuje pomalu vrtem nahoru do hloubek 409-414 m a 394-395 m, kde vrt opouští. Metodou konstantního nálevu bylo prokázáno, že všechny propustné polohy jsou vázány na polohy cenomanských pískovců (394-398 m 50% přítoku, 428-434 m 40% přítoku, zbylá část přítoku je realizována z hloubek 443-448 a 411-415 m). Pod hloubkou cca 463 m ve vrtu neexistuje žádná cirkulace vody. Pískovce zde obsahují značné procento tmelu a jemnozrnějších příměsí, které zaplňují póry mezi křemennými zrny. Teplota vody je na počvě vrtu 14°C. 2-denní čerpací zkouška ověřila při čerpání 0,9 l/s ustálené snížení hladiny o cca 1,6 m. Hodnotou transmisivity se vrt řadí do třídy III.

Fakt, že ve vrtu bylo zaznamenáno vertikální vzestupné proudění (byť nepatrné), je z hlediska lokalizace vrtu poblíž infiltračních oblastí poměrně zajímavá okolnost. Svědčí o tom (společně se zastiženým litologickým profilem), že již v této oblasti je plně realizováno rozdělení původně jednotného svrchnokřídového kolektoru na bazální a hlavní a že bazální kolektor je již v napjatostním stavu vlivem nepropustného stropního izolátoru spodního turonu. Zóna jeho infiltrace se tak nachází dále sv. směrem blíže lužické poruše. Závěry odpovídají i blízkým starším vrtům J019835 a J087763 umístěným trochu východněji, kde je zaznamenáno již postupné vyklíňování spodnoturonského izolátoru.

Hlavní křídový kolektor

Název vrtu a lokalizace: 2H185 Vilsnice

Hloubka vrtu: 204 m

Zastižené kolektory (označování ve smyslu Hydrogeologické syntézy 1987): C

Otevřený kolektor vrtem: C

Hloubka hladiny podzemní vody: 3 m p.t.

Mocnost hlavní křídové zvodně: zastižená mocnost 64 m

Mocnost bazální křídové zvodně: -

Báze hlavního kolektoru: nezastižena

Strop bazálního kolektoru: -

Báze bazálního kolektoru: -

Koeficient filtrace: $k = 1,1 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$

Koeficient transmisivity: $T = 5,52 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$

Specifická vydatnost: $q = 0,41 \cdot 10^1 \text{ l} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$

Schématický litologický profil:

0-9 m kvartér (jíly)

9-134 m jílovce a prachovce coniackého stáří

134-198 m jemnozrnné pískovce, prachovité pískovce

198-204 m slínovce

Zhodnocení získaných litologických dat:

S největší pravděpodobností vrt monitoruje hlavní křídový kolektor středněturonských sedimentů, v jejich svrchní části. Báze hlavního kolektoru je v hloubce 291 m. Blíže viz obšírná diskuse u vrtu Vilsnice 2H295.

Zhodnocení získaných hydrogeologických dat:

Vrt je otevřen v intervalu 112-200m. Ve vrtu hydrokarotáž nezjistila žádné měřitelné proudění. Záznam rezistivimetrie za přírodních podmínek však ukázal velmi výraznou zonalitu vody s ostrými rozhraními, jako výrazná změna se ukazuje hloubka 135 m, nad níž je opravdu „nehybná“ voda. Propustné polohy byly zjištěny metodou čerpání označené kapaliny s vydatností 0,33 l/s a zjištěným poklesem 1,1 m. Přitoky byly zaznamenány v hloubkách 135-137m (cca 50% přítoku), 145m, 147-148m, 151-153m, 159-160m, 164-165m, 168m a 172-173m. Všechny přitoky jsou vázané na pískovcové polohy. Teplota vody se držela slabě nad 16°C (počva vrtu 17,5°C). 2-denní čerpací zkouška ověřila při čerpání 0,8 l/s ustálené snížení hladiny o cca 2 m. Hodnotou transmisivity se vrt řadí do třídy III.

Název vrtu a lokalizace: VP8451N Česká Lípa

Hloubka vrtu: 485 m

Zastižené kolektory (označování ve smyslu Hydrogeologické syntézy 1987): D, BC

Otevřený kolektor vrtem: BC

Hloubka hladiny podzemní vody: 33 m p.t.

Mocnost hlavní křídové zvodně: 248 m

Mocnost bazální křídové zvodně: -

Báze hlavního kolektoru: 471 m p.t.

Strop bazálního kolektoru: -

Báze bazálního kolektoru: -

Koeficient filtrace: $k = 2,8 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$

Koeficient transmisivity: $T = 3,92 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$

Specifická vydatnost: $q = 4,96 \cdot 10^1 \text{ l} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$

Schématický litologický profil:

0 – 7 m kvartér (píscité hlíny, jemnozrnné písky, na bázi zpevněné železitým tmelem)

7 - 138 m prachovité a jílovité slínovce, při bázi jílovce

138 - 206 m středně zrnité pískovce (svrchní křídový kolektor D)

206 – 223 m prachovité slínovce (svrchnoturonský izolátor)

223 – 391 m jemně až středně zrnité pískovce (hlavní křídový kolektor)

391 – 417 m slínito-prachovité pískovce až prachovce (přechodný litotyp)

417 – 471 m středně až hrubě zrnité pískovce (spodní část hlavního křídového kolektoru BC)

471 – 485 m jílovité až slínité pískovce

Zhodnocení získaných litologických dat:

Vrt zachytil standardní sled křídových sedimentů, 68 m mocný svrchní kolektor a 248 m mocný hlavní křídový kolektor rozdělený na dvě části jemnozrnnější mezipolohou v hloubce 391-417 m.

Zhodnocení získaných hydrogeologických dat:

Vrt je otevřen v intervalu 270-478 m, tzn. že monitoruje obě části hlavního křídového kolektoru BC. V rámci přírodního proudění byly zjištěny průběžné přítoky do vrtu v intervalu 325-387 m v celkové výši cca 0,05 l/s. Voda proudí směrem dolů do spodní části kolektoru pod poloizolátor, tj. pod úroveň 417 m. Čerpáním cca 0,35 l/s bylo docíleno snížení hladiny o cca 30 cm, což způsobilo konec přetékání (a při zvýšení čerpání by se začala již odebírat voda i ze spodní části kolektoru). Výtlačné úrovně obou částí kolektoru jsou si proto velmi blízké, izolační mezipolohu lze proto spíše brát jako poloizolátor než dokonalé oddělení obou prostředí. 2-denní čerpací zkouška ověřila při vydatnosti 1,25 l/s ustálené snížení hladiny 0,3 m. Teplota vody je 16°C. Hodnotou transmisivity se vrt řadí do třídy I.

Název vrtu a lokalizace: 2H237 Juliovka

Hloubka vrtu: 381 m

Zastižené kolektory (označování ve smyslu Hydrogeologické syntézy 1987): BC

Otevřený kolektor vrtem: BC

Hloubka hladiny podzemní vody: 33 m p.t.

Mocnost hlavní křídové zvodně: 318 m

Mocnost bazální křídové zvodně: -

Báze hlavního kolektoru: 351 m p.t.

Strop bazálního kolektoru: -

Báze bazálního kolektoru: -

Koeficient filtrace: $k = 2,57 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$

Koeficient transmisivity: $T = 7,71 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$

Specifická vydatnost: $q = 2,24 \cdot 10^1 \text{ l} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$

Schématický litologický profil:

0-2,3 m kvartér (štěrkopísky s bazaltovými valouny)

2,3-281 m středně až hrubě zrnité pískovce s občasnými vložkami jemnozrnnějších hornin (prachovitý, slabě jílovitý či slínitý pískovec), jejich větší četnost je v úseku 175-220 m (10 poloh)

281-351 m pískovce a hrubozrnné pískovce s významnými polohami méně propustných hornin (pracovitý pískovec, slabě jílovitý pískovec, slínovec)

351-381 m sekvence poloh jílovců, prachovců a slínovců – spodnoturonský izolátor

Zhodnocení získaných litologických dat:

Hlavní křídový kolektor je zde nezakrytý vyššími izolátory, má volnou hladinu. Z litologického profilu vyplývá, že může být lokálně rozdělen na více dílčích kolektorů nad sebou s omezenou vertikální komunikací. Nápadná je hlavně zóna 175-220 m p.t., kde nahromadění poloh méně propustných hornin může způsobovat dílčí oddělení spodní řásti turonského kolektoru od svrchní části. V intervalu 281-351 m výrazně přibývá na mocnosti izolátorských hornin, několika metrové pískovcové polohy zde budou nejspíš obsahovat izolované napjaté drobné zvodně, jejichž míra izolace bude záviset na průběžnosti poloh jemnozrnnějších hornin.

Zhodnocení získaných hydrogeologických dat:

Přítoky vody byly zaznamenány v hloubkách 310, 291, 280, 248, 218,8 a 214 m (otevřené úseky vrtu 70-110, 130-175 a 235-490 m). Jedná se tedy o přítoky z hlubších dílčích částí hlavního kolektoru (pod výše zmiňovanou zónou 175-220), které vykazují jisté napjatostní charakteristiky (ve vrtu bylo zaznamenáno mírné vzestupné proudění s odtokem vody z vrtu v úseku 72-106 m. Čerpáním 0,6 l/s (pokles hladiny o 0,1m) bylo vyvoláno přítokové proudění z úrovně 72-106 m (a dále i ve spodní části vrtu 131 a 172 m), piezometrické úrovně různých nebudou proto příliš odlišné a nebudou tak příliš podporovat vertikální komunikaci. Hlavní propustné polohy se soustřeďují v hloubkách 72-106 m. Čerpací zkouška ($Q=1,2 \text{ l/s}$, snížení do 0,5 m) ověřilo transmisivitu zkoušeného kolektoru ve třídě I (velmi vysoká transmisivita).

Název vrtu a lokalizace: 2H248 Pertoltice

Hloubka vrtu: 615 m

Zastižené kolektory (označování ve smyslu Hydrogeologické syntézy 1987): D, BC

Otevřený kolektor vrtem: BC

Hloubka hladiny podzemní vody: 6,5 m nad t.

Mocnost hlavní křídové zvodně: 369 m (251-620 m)

Mocnost bazální křídové zvodně: -

Báze hlavního kolektoru: 620 m p.t.

Strop bazálního kolektoru: -

Báze bazálního kolektoru: -

Koeficient filtrace: $k = 1,05 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$

Koeficient transmisivity: $T = 2,73 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$

Specifická vydatnost: $q = 2,08 \cdot 10^1 \text{ l} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$

Schématický litologický profil:

Viz vrt 2H247

Zhodnocení získaných litologických dat: Projevy vulkanických brekcí v intervalech 305-337 a 370-442 m rozdělují kolektor na tři dílčí části: 251-305 m, 337-370 m a 442-609, které vzhledem k nižším propustnostem oddělovacích sekvencí hornin mohou mít mírně odlišné hydraulické charakteristiky.

Zhodnocení získaných hydrogeologických dat:

2-denní přetoková zkouška ověřila stálost teploty 17°C a přetok 4 l/s znamenal snížení piezometrické úrovně o cca 1,5 m, přičemž křivka snížení nebyla na konci zkoušky plně ustálená.

Název vrtu a lokalizace: 2H275 Žandov

Hloubka vrtu: 760 m

Zastižené kolektory (označování ve smyslu Hydrogeologické syntézy 1987): BC

Otevřený kolektor vrtem: BC

Hloubka hladiny podzemní vody: 34,3 m p.t.

Mocnost hlavní křídové zvodně: 282 m (478-760) – neúplná studna, nedosaženo báze BC, perforací je ale otevřeno jen 167 m. celá mocnost BC je pravděpodobně kolem 360 m

Mocnost bazální křídové zvodně: -

Báze hlavního kolektoru: -

Strop bazálního kolektoru: -

Báze bazálního kolektoru: -

Koeficient filtrace: k = nevyhodnoceno

Koeficient transmisivity: T = nevyhodnoceno

Specifická vydatnost: q = nevyhodnoceno

(problémy s vystrojením vrtu)

Schématický litologický profil:

0-8 m kvartér

8-325 m sled většinou drobných vrstev pískovců a prachovců – kolektor D

325-478 m sled slínovců a slinitých prachovců s malými a nečetnými vložkami pískovců – izolátor BC/D

468-760 m turonský kolektor BC – pískovce s polohami pracovitých a jílovitých pískovců a prachovců

Zhodnocení získaných litologických dat:

Z blízkého vrtu SK-11C plyne, že vrt má ještě cca 60 m na bázi hlavního kolektoru, jde tedy o neúplnou studnu vlivem problémů při vrtání a vystrojování vrtu.

Zhodnocení získaných hydrogeologických dat:

Data z provedené čerpací zkoušky nejsou vyhodnotitelná, lze ale konstatovat následující: čerpáním 0,9 l/s se hladina snížila cca o 0,5 m (specifická vydatnost se tak může pohybovat v hodnotě cca $q = 1,7-1,8 \cdot 10^1 \text{ l} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$), teplota čerpané vody se během ČZ zvyšovala z 17,5°C až k 19 °C.

Název vrtu a lokalizace: 2H278 Valteřice

Hloubka vrtu: 662 m

Zastižené kolektory (označování ve smyslu Hydrogeologické syntézy 1987): D, BC

Otevřený kolektor vrtem: BC

Hloubka hladiny podzemní vody: 65,4 m p.t.

Mocnost hlavní křídové zvodně: 312 m (324-636)

Mocnost bazální křídové zvodně: -

Báze hlavního kolektoru: 636 m p.t.

Strop bazálního kolektoru: -

Báze bazálního kolektoru: -

Koeficient filtrace: $k = 1,59 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$

Koeficient transmisivity: $T = 3,98 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$

Specifická vydatnost: $q = 5,59 \cdot 10^0 \text{ l} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$

Schématický litologický profil:

0-5 m	kvartér (písčité hlíny a zahliněné písky)
5-247,3 m	coniak ve vývoji slinitých a písčitých prachovců (flyšoidní vývoj) s polohami prachovitých pískovců do 2 m, v hloubce 220-230 m výraznější pískovcová poloha
247,3-323,8 m	svrchní turon ve slinitém vývoji (izolátor D/BC)
323,8-388,8 m	jemné až středně zrnité pískovce
388,8-401,1 m	prachovité jílovce
401,1-537,3 m	jemné až středně zrnité pískovce
537,3-570,6 m	flyšoidní vývoj (rychlé střídání pískovců, prachovců a slínovců)
570,6-635,8 m	jemné až středně zrnité pískovce
635,8-662 m	slínovce a prachovce (spodní turon)

Zhodnocení získaných litologických dat:

Vrt zastihl coniaké a turonské sedimenty, do hloubky 248 m byly zastiženy sedimenty coniaku ve flyšoidním vývoji. Polohy pískovců je možné celkem dobře korelovat s nedalekým vrtem 2H274 Žandov, který má tyto vrstvy uloženy o cca 120-150 m hlouběji. Polohy pískovců se v kolektoru D vyskytují především v jeho g' horní části, směrem do hloubky ubývají. V turonu je zřejmé, že s hloubkou přibývá v horninách vápnité frakce a v úseku 324 – 636 můžeme jednoznačně vyčlenit hlavní křídový kolektor. Ten je ale rozdělen dvěma méně propustnými polohami (cca 389-401 a 537-570 m) na tři dílčí části, jejichž vzájemná komunikace je jistě ztížena. Mocnost kolektoru BC 312 m je nižší než očekávaná mocnost 360m.

Zhodnocení získaných hydrogeologických dat:

Hydrokarotáž zjistila několik významných přítoků do vrtů a vzestupné proudění, ale vše v rámci hlavního kolektoru (otevřený úsek vrtu 335-635 m). Hlavní přítoky byly zaznamenány v hloubkách 612-622 m, 512-525 m, 398 a 427 m. Jde o přítoky vázané na rozpukané polohy pískovců, jen v úrovni 398 m jde o rozpukaný jílovec, což je poměrně zajímavá skutečnost hovořící o důležitosti tektonicky predisponovaných cest a menší důležitosti litologickému složení hornin. Teplota vody na počvě vrtu odpovídá 25°C, což odpovídá hloubce oběhu podzemní vody. 2-denní čerpací zkouška ověřila vydatnost vrtu 1 l/s při ustáleném snížení 0,2 m, zjištěná hodnota transmisivity patří do třídy II.

Název vrtu a lokalizace: 2H281 Krásné Pole

Hloubka vrtu: 220 m

Zastižené kolektory (označování ve smyslu Hydrogeologické syntézy 1987): D, BC

Otevřený kolektor vrtem: BC

Hloubka hladiny podzemní vody: 173,1 m p.t.

Mocnost hlavní křídové zvodně: neúplný vrt, zastihl jen 159 m hlavního kolektoru, z toho jen 47 m zvodnělého.

Mocnost bazální křídové zvodně: -

Báze hlavního kolektoru: -

Strop bazálního kolektoru: -

Báze bazálního kolektoru: -

Koeficient filtrace: $k = 5,47 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$

Koeficient transmisivity: $T = 2,46 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$

Specifická vydatnost: $q = 0,78 \cdot 10^0 \text{ l.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$

Schématický litologický profil:

0-5,5 m kvartér (písčité hlíny a štěrkopísky)

5,5-25 m prachovité pískovce (coniak)

25-61 m písčité a jílovité prachovce (svrchní turon, izolátor D/BC)

61-137 m jemnozrnné pískovce (střední turon)

137-220 m střednězrnné až hrubozrnné pískovce (střední turon)

Zhodnocení získaných litologických dat:

Coniacký kolektor je tvořen monotónní vrstvou prachovitých pískovců, které jsou odděleny 36 m flyšoidní sedimentací jílovitých pískovců a písčitých prachovců od turonského kolektoru. Svrchní úsek zastižené části hlavního turonského kolektoru do 137 m je tvořen sekvencí pískovců s proměnlivou malou občasnou aleuropelitickou příměsí. V úseku 137-220 m se více vyskytují hrubozrnnější pískovce a poloh s aleuropelitickou příměsí do hloubky rychle ubývá. Zastižená část turonského hlavního kolektoru tvoří hydraulicky jeden spojitý prostor, v němž je vertikální komunikace částečně ztížena polohami méně propustných hornin, jejich charakter však není takový, aby kolektor rozdělovaly na dílčí části.

Zhodnocení získaných hydrogeologických dat:

Otevřený úsek vrtu je 159-218m (cca 14 m perforace je tedy nad hladinou), zvodnělá mocnost kolektoru je odhadována Fiedlerem na 340 m. Měření ve vrtu nezjistilo vertikální složku proudění. Byly zjištěny 3 intervaly přítoků vody do vrtu – 178-179,5 m (30% přítoku), 193-195 m (60% přítoku) a 211,5-212,5 m (10% přítoku). Jde tedy vesměs o přítoky v zóně středně až hrubozrnných pískovců. 2-denní čerpací zkouška o vydatnosti 0,5 l/s ověřila snížení hladiny 0,6 m, Teplota vody na počvě vrtu 12,6°C. Procházka ve své zprávě však upozorňuje na to, že vrt je špatně vyčištěn od výplachu, výsledky ČŽ tak mohou být tímto faktem zkresleny.

Název vrtu a lokalizace: 2H306 Lužná – Srbská Kamenice

Hloubka vrtu: 117 m

Zastižené kolektory (označování ve smyslu Hydrogeologické syntézy 1987): BC

Otevřený kolektor vrtem: BC

Hloubka hladiny podzemní vody: 0,1 m nad t.

Mocnost hlavní křídové zvodně: neúplný vrt, zachytil cca 114 m hlavního kolektoru, podle vrtu 2H307 zbývá ještě 28 m k bázi kolektoru

Mocnost bazální křídové zvodně: -

Báze hlavního kolektoru: -

Strop bazálního kolektoru: -

Báze bazálního kolektoru: -

Koeficient filtrace: $k = 1,48 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$

Koeficient transmisivity: $T = 7,42 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$

Specifická vydatnost: $q = 1,13 \cdot 10^2 \text{ l} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$

Schématický litologický profil:

Viz 2H307

Zhodnocení získaných litologických dat:

Viz 2H307

Zhodnocení získaných hydrogeologických dat:

Vrt je otevřen v úseku 40-115 m. Bylo zjištěno silné vzestupné proudění z intervalu 70-115 m s vydatností cca 2 l/s. Při horním okraji perforace (40-44m) voda opouští vrt a odtéká do horních vrstev pískovců turonského kolektoru v úrovni kolem 40 m a pravděpodobně i výše (snad až do hloubky 11m), jak naznačují citlivá termometrická měření. Teplota se pohybuje mezi 15-16°C. 2-denní přetoková zkouška ověřila vydatnost vrtu při snížení piezometrické úrovně o 10 cm cca 0,9 l/s. Zjištěná transmisivita naznačuje velmi vysokou průtočnost odpovídající třídě I.

Název vrtu a lokalizace: VP8207N Držovice (Brusov)

Hloubka vrtu: 598 m

Zastižené kolektory (označování ve smyslu Hydrogeologické syntézy 1987): D, BC

Otevřený kolektor vrtem: BC

Hloubka hladiny podzemní vody: 95,9 m p.t.

Mocnost hlavní křídové zvodně: 273 m

Mocnost bazální křídové zvodně: -

Báze hlavního kolektoru: 545 m p.t.

Strop bazálního kolektoru: -

Báze bazálního kolektoru: -

Koeficient filtrace: $k = 1,14 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$

Koeficient transmisivity: $T = 2,05 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$

Specifická vydatnost: $q = 2,76 \cdot 10^1 \text{ l.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$

Schématický litologický profil:

0-5 m kvartér

5-129 m flyšoidní sedimentace kolektoru D – poměrně rychlé střídání poloh prachovců a pískovců s různým podílem jílovité a slínité složky. V hloubce 96-112 m byla zastižena poměrně mocná poloha trachytu. Čisté jemnozrnné pískovce tvoří polohy především v hloubkách 69-91 m, 113-116 m a 124-128 m.

129-272 m mocná sekvence jílovitých a prachovitých slínovců – izolátor D/BC

272-345 m sled vrstev jílovitých, slínitých a písčitých prachovců, směrem do hloubky ubývá slínité složky a zvyšuje se písčitý podíl

345 – 545 m pískovce – čisté jemnozrnné pískovce jsou prokládány polohami jílovitých a prachovitých pískovců, směrem do hloubky roste podíl čistých pískovců měnících zrnitost až na střednězrnnou. Největší pískovcové polohy 410-416, 474-535 m (kolektor BC)

545 (– 598) m prachovce a spongilitické slínovce – spodní turon (izolátor A/BC)

Zhodnocení získaných litologických dat:

Vrt ověřil mocnost hlavního křídového kolektoru na 273 m. Vrstvy čistých pískovců se koncentrují na bázi kolektoru (474-535 m). Podle karotážních dat vycházejí nejlépe propustné pískovce do polohy 503-529m (mocná poloha monotónních střednězrnných čistých pískovců). Kolektor BC je od nadložního i podložního kolektoru oddělen izolátory slínovců a prachovců svrchního a spodního turonu.

Zhodnocení získaných hydrogeologických dat: Vrt je otevřen v intervalech 344-412, 420-440, 448-472 a 476-532 m, tedy v polohách turonských pískovců. Hladina je napjatá (ustálená hladina 95,9 m pod terénem znamená cca 176 m nad stropem kolektoru. 2-denní čerpací zkouška ověřila snížení hladiny 0,3 m při čerpání 0,75 l/s. Teplota vody během čerpací zkoušky postupně rostla a přibližovala se až 28°C, což je velmi blízká teplota z cenomanského vrtu VP8208N. Hodnotou transmisivity prostředí odpovídá třídě II podle Krásného.

Název vrtu a lokalizace: 2H215 Habřina

Hloubka vrtu: 245 m

Zastižené kolektory (označování ve smyslu Hydrogeologické syntézy 1987): BC

Otevřený kolektor vrtem: BC

Hloubka hladiny podzemní vody: 68,5 m p.t.

Mocnost hlavní křídové zvodně: otevřená mocnost 93 m

Mocnost bazální křídové zvodně: -

Báze hlavního kolektoru: 245 m p.t. (?)

Strop bazálního kolektoru: -

Báze bazálního kolektoru: -

Koeficient filtrace: $k = 8,27 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$

Koeficient transmisivity: $T = 7,69 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$

Specifická vydatnost: $q = 2,24 \cdot 10^1 \text{ l} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$

Schématický litologický profil:

0-10 m kvartér

10-87,5 m jílovce (svrchní turon – izolátor)

87,5 – 151,5 m slínovce, od 130 m s vložkami kalových vápenců (svrchnoturonský izolátor)

151,5-245 m pískovce střednězrnné – hlavní křídový kolektor (na kontaktu se slínovci vznik velké kaverny – nesoudržné glaukonitické pískovce). V hloubkách 186 a 227,5 m zjištěny velké pukliny – místa hlavních přítoků vody do vrtu. V intervalu 170-227 m mají pískovce různý proměnný podíl jílovité, slínité a organické složky, ve svrchní (151,5-170) a spodní části (227-245) se vyskytují jako čisté.

Zhodnocení získaných litologických dat:

Dle Fiedlera v hloubce 245 m končí turonský kolektor, vrt je tedy úplnou studnou, z dostupných dokumentačních podkladů to ale nevyplývá. Pokud přijmeme tento závěr, bude mít hlavní kolektor mocnost 94 m a v jeho nadloží budou prakticky pouze izolační horniny /jílovce, slínovce a málo propustný kvartér.

Zhodnocení získaných hydrogeologických dat:

Vrt je otevřen v úseku 140-240 m. Hladina se ustálila v 68,5 m, tj. 83 m nad stropem kolektoru. Hydrokarotážní měření zjistilo přírodní velmi mírné sestupné proudění (na hranici měřitelnosti), cca 150 l/den. Přítoky: 151,5-155,5m, 158m, 174 m, 178 m. Voda odtéká do vrstev čistých pískovců ve spodní části vrtu v hloubce 232,5 m (a nepatrně i 236 m, příp. 228 m). Při čerpání byl zjištěn hlavní přítok do vrtu v úseku horních puklin, tj. 151,5-155,5 m a další přítoky z vrstev čistých pískovců v 158 m a 166-168,5 m. Propustné polohy čistých pískovců ve spodní části vrtu nejsou významné z hlediska přítoků do vrtu. 2-denní čerpací zkouška s vydatností 0,8 l/s ověřila snížení hladiny ve vrtu o cca 2,5 m (hladina měla tendenci k ustálení, k vlastnímu ustálení hladiny ale do konce čerpací zkoušky zcela nedošlo). Teplota vody byla ustálená na 18°C. Hodnotou transmisivity se vrt řadí do třídy III.

Název vrtu a lokalizace: 2H184 Libouchec

Hloubka vrtu: 35 m

Zastižené kolektory (označování ve smyslu Hydrogeologické syntézy 1987): C (?)

Otevřený kolektor vrtem: C (?) spíše zvětralá přípovrchové zóna svrchního izolátoru nad BC

Hloubka hladiny podzemní vody: 19,5 m p.t. / 326,58 m n.m.

Mocnost hlavní křídové zvodně: zastižená mocnost 6 m (hladina naražena v 29 m)

Mocnost bazální křídové zvodně: -

Báze hlavního kolektoru: -

Strop bazálního kolektoru: -

Báze bazálního kolektoru: -

Koeficient filtrace: $k = 4,6 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$

Koeficient transmisivity: $T = 2,76 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$

Specifická vydatnost: $q = 3,1 \cdot 10^{-2} \text{ l.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$

Schématický litologický profil:

0-8 m kvartér (píscité hlíny - deluvium)

8-35 m prachovce, jílovce (turon)

Zhodnocení získaných litologických dat:

Vrt s největší pravděpodobností zachytil sedimenty svrchního turonského izolátoru nad hlavním křídovým kolektorem, který začíná v 38 m.

Zhodnocení získaných hydrogeologických dat:

Mělký vrt zachytil přípovrchovou zvodně v aleuropelitech s puklinovou propustností (pravděpodobně svrchní nebo střední turon. Ve 44 m byla naražena hladina (od 38 m byly pískovce – pravděpodobně hlavní křídový kolektor) a nastal přetok vody směrem dolů. Z obav před zánikem mělké freatické zvodně využívané domovními studnami byl vrt do 35 m zacementován. 2-denní čerpací zkouška ověřila vydatnost vrtu cca 0,1 l/s při snížení 2,5 m. Teplota vody je 9,4°C. Hodnotou transmisivity se vrt řadí do třídy IV-V.

1.5.3. Karotážní měření hydrogeologických vrtů

Dílčí částí komplexního výzkumu bylo kromě zpracování a regionální interpretace karotážních dat hydrogeologických vrtů i zpracování metodiky jejich použití s příklady vyhodnocení. Výstupem této části práce byl článek **Well logging methods in groundwater surveys of complicated aquifer systems: Bohemian Cretaceous basin** přijatý k publikaci ve vědeckém časopisu *Environmental Geology*, který je součástí této práce – příloha 2.

Článek oceňuje užitečnost komplexních karotážních měření na vrtech, protože byly zjištěny mnohé nové skutečnosti, které významně přispěly k lepšímu pochopení velmi složitého režimu podzemních vod této pánevní struktury. Zkušenosti získané ze vzájemné spolupráce hydrogeologů a geofyziků, jsou velmi cenné a jsou navíc dobře zobecnitelné.

V článku jsou vybrány čtyři zajímavé příklady vrtů, kde karotážní měření zjistilo velmi podstatné skutečnosti, které obohatily i změnily pohled hydrogeologa na zkoumané prostředí a v jednom případě upozornily i na závažné hrozící důsledky. Je zřejmé, že tyto zkušenosti mohou být dobře využity i při studiu jiných pánevních struktur, ale z textu vyplývá velká prospěšnost geofyzikálních měření v každém hydrogeologickém průzkumu.

Využití karotáže hydrogeologických vrtů je výhodné zejména při bezjádrové technologii vrtání (která je levnější), kdy není k dispozici vrtné jádro pro litologickou dokumentaci vrtu. V případě hydrogeologického prostředí pánevních struktur s více nebo dokonce mnoha dílčími kolektory nad sebou může měření vertikálního nebo horizontálního pohybu vody ve vrtu (tzv. hydrokarotáž) významně přispět k objasnění režimu podzemních vod v složitém vícekolektorovém systému pánve. Tím může hydrogeolog odpovědněji rozhodovat o využitelném množství vody z vrtu, o zajištění ochrany vodního zdroje, mnohem lépe interpretovat kvantitativní i kvalitativní data z monitoringu atd.

Na základě nových karotážních dat hlubokých vrtů v různých částech české křídové pánve vznikl návrh pokusit se do budoucna o nová korelační schémata s využitím starších i nových dat. Tyto korelační řezy přinesou nové poznatky o geologické stavbě pánve a v návaznosti i doplní informace o hydrogeologické situaci jednotlivých kolektorů a proudění podzemní vody v celé pánevní struktuře.

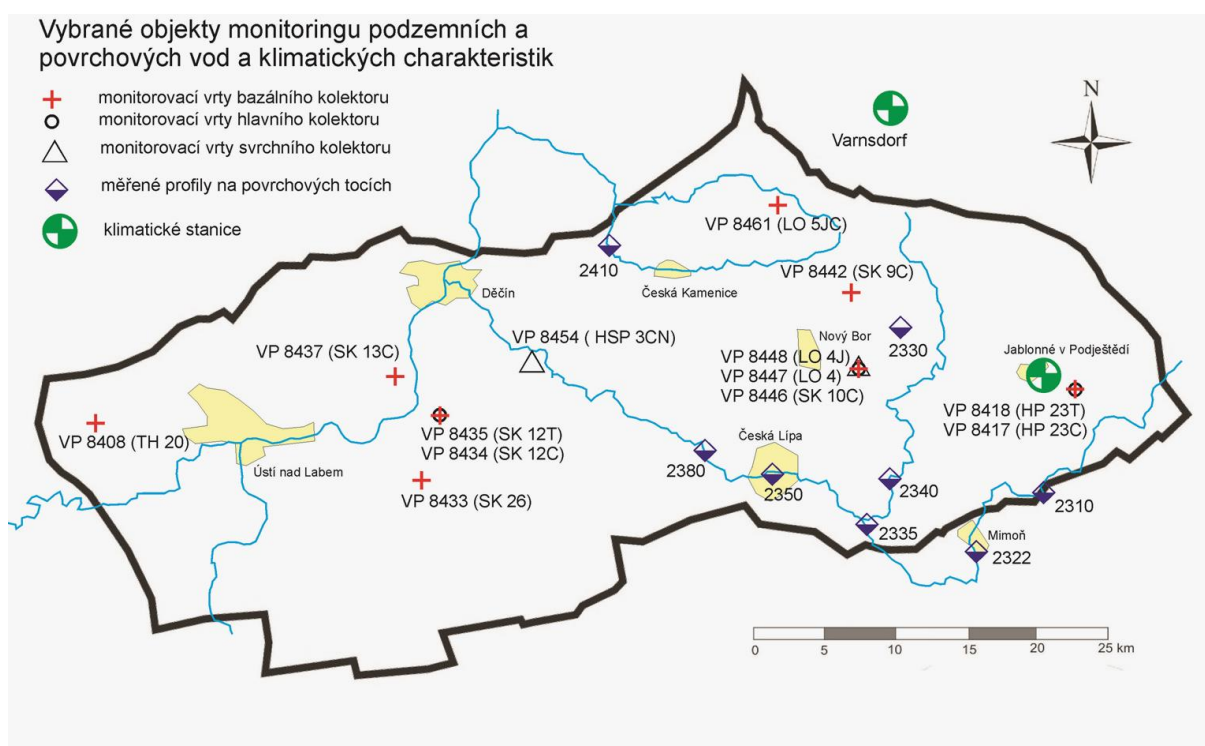
Všechny vybrané vrty byly vrtány bezjádrovým způsobem. Litologický profil byl sestaven na základě karotáže s přihlédnutím ke kvalitě jádra či rozdrčené horniny (metody: gama karotáž, neutron neutron karotáž, hustotní karotáž, elektrokarotáž, karotáž magnetické susceptibility, kavernometrie, spíše výjimečně i akustická karotáž). Hydrogeologické poměry ve vrtech byly zjišťovány na základě karotážních metod (termometrie, rezistivimetrie, metoda ředění označené kapaliny, metoda konstantního čerpání označené kapaliny, průtokometrie, výjimečně fotometrie). Ve všech vrtech byla tato měření doplněna videozáznamem.

Blíže viz vlastní článek v příloze 2.

1.6. Monitoring vod a klimatických charakteristik

V rámci výzkumu byla shromážděna i vybraná klimatická a hydrologická data, která jsou sledována v rámci monitoringu ČHMÚ. Z vybraných monitorovacích bodů byly získány většinou 20-leté řady měsíčních průměrů měřených hodnot. Tyto časové řady budou v dalším pokračování výzkumu podrobně zpracovány. V dané fázi, kterou zahrnuje tato práce, byla tato data jen shromážděna a základním způsobem okomentována. Podrobné zpracování hydrologických dat a jejich regionální interpretace je náročnou prací přesahující možnosti této práce, jejíž hlavní zaměření je trochu jiné.

Na základě odborných diskusí a konzultací na ČHMÚ bylo vybráno 8 vrtů z bazální křídové zvodně, 2 vrty monitorují hlavní zvodeň a 2 vrty svrchní zvodeň. Dále bylo zvoleno 8 profilů na povrchových tocích a 2 klimatické stanice (Jablonné a Varnsdorf), které jsou umístěny nejbližší infiltračnímu území, a z nichž byla získána teplotní a srážková data, včetně evapotranspirace a na jejich základě vypočteného celkového odtoku. Umístění monitorovacích objektů je zřejmé z mapky na obr. 1.4.



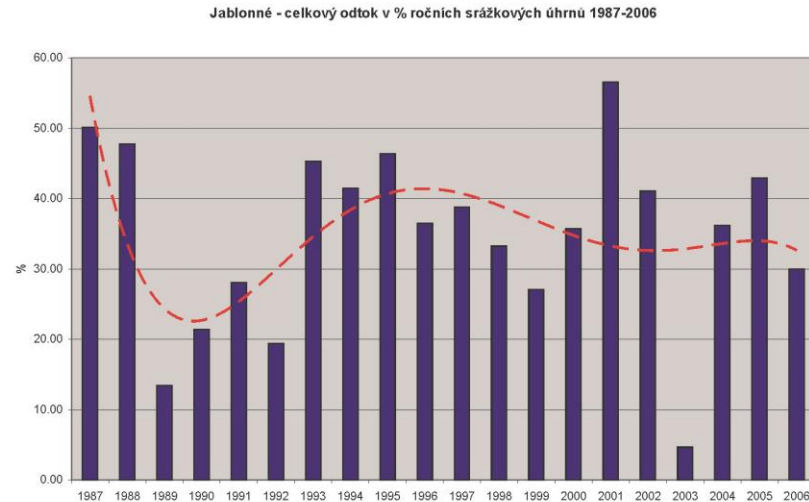
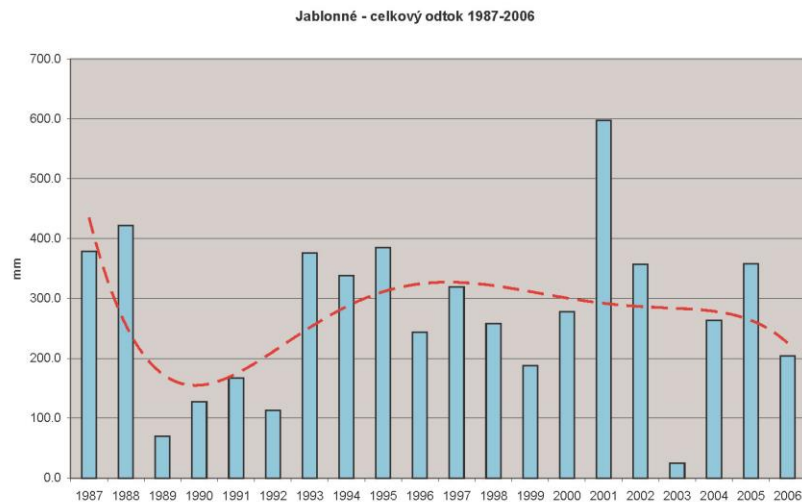
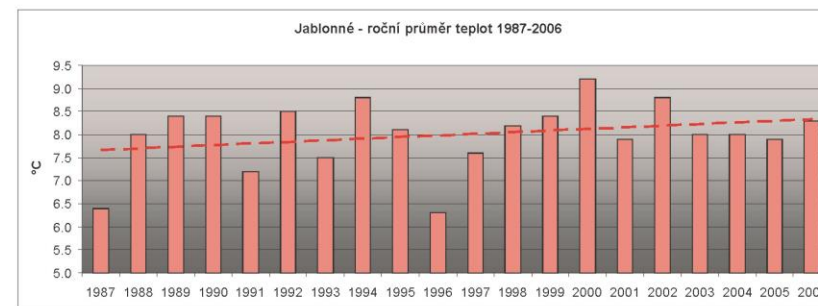
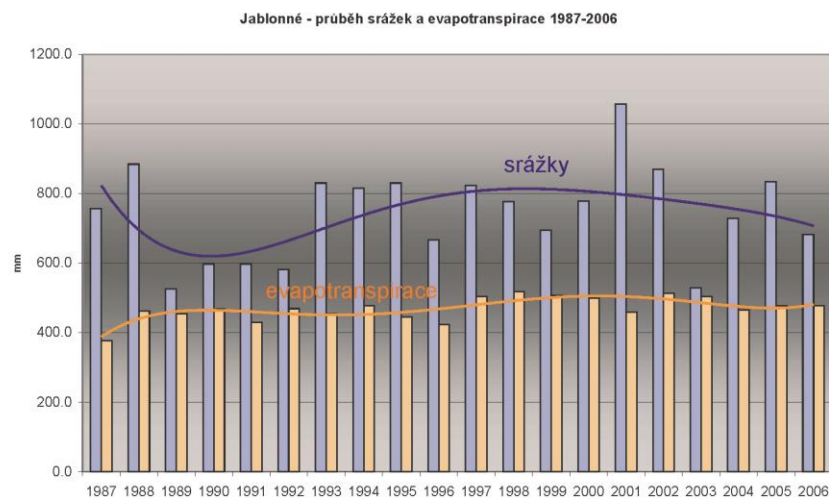
Obr. 1.4. Vybrané objekty monitoringu podzemních a povrchových vod a klimatických charakteristik

Teplota: Teplotní charakteristiky obou klimatických stanic Varnsdorf a Jablonné jsou podobné, průměrná roční teplota je mírně nad 8 °C a zdá se, že během 20 let sledování lze identifikovat mírný trend ke zvyšování teplot.

Srážky a evapotranspirace: obě klimatické stanice jsou charakterizovány ustáleným režimem těchto charakteristik, průměrné roční úhrny srážek jsou ustálené a kolísají nejčastěji v mezích 700-800 mm, tedy jsou mírně nadprůměrné. Tomu odpovídají i nadprůměrné hodnoty celkového odtoku, které se pohybují v hodnotách slabě pod 300 mm, což odpovídá kolísání mezi 30-40 % srážkových úhrnů.

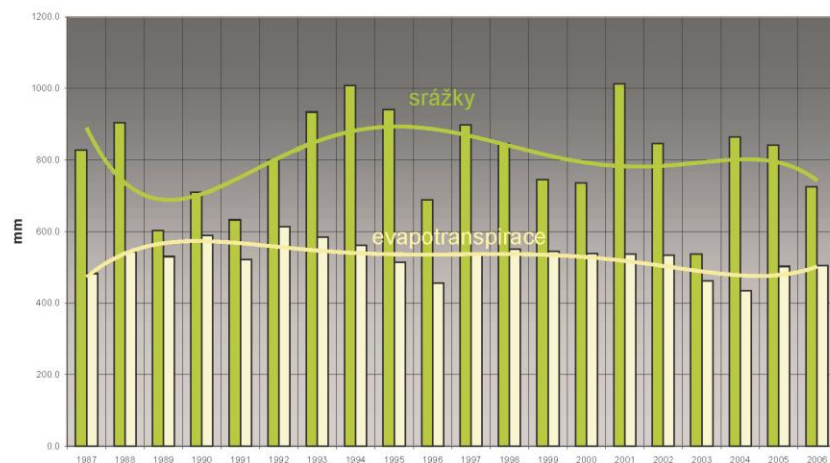
Průtoky na povrchových tocích: celkem 5 profilů je na Ploučnici – Stráž pod Ralskem, Mimoň, Brenná, Česká Lípa a Stružnice, na Sbitavce je profil v Zákupích, na Boxerském potoce ve Cvikově a na Kamenici v Srbské Kamenici. 5 profilů na Ploučnici postupně dokladuje zvětšování vodnosti toku a tedy drenážní funkci Ploučnice v těchto úsecích. Z průměrných průtoků kolem 1000 l/s ve Stráži pod Ralskem se průtoky u Stružnice dostávají až na šestnásobek tohoto stavu. Je zajímavé, že na většině profilů lze vysledovat tendence k mírnému poklesu průtoků během 20-letého období, nejvýraznější je tento trend na profilu Ploučnice ve Stružnici. Vysvětlení tohoto faktu bude nesporně jedním z důležitých bodů pokračování výzkumu.

Monitoring podzemních vod: z grafů je patrné různé kolísání hladiny, které většinou není velké a jeho korelace s možnými jevy v okolí bude předmětem dalších prací. Výjimkou jsou dva nejzápadnější vrty VP 8408 (původně TH20) a VP 8437 (původně SK 13C). Za posledních 15 let v těchto vrtech nastoupala hladina o cca 15 m (!). Je otázka, zda je to regionální trend, související s vyplňováním depresní kóltiny umělé drenáže na Ústecku (související např. s menšími odběry od začátku 90. let a postupným uzavíráním starých vrtů a likvidací divokých nepodchycených úniků. Na druhou stranu je třeba zmínit fakt, že během posledních 15 let byly v ústecké oblasti vyvrtány nové exploatační vrty. Pokud by tlakové poměry termální struktury byly schopny tak rychlé regenerace po uzavření struktury, která bys e rychle začala tlakovat, šlo by o velmi pozitivní signál z hlediska ochrany celé struktury.

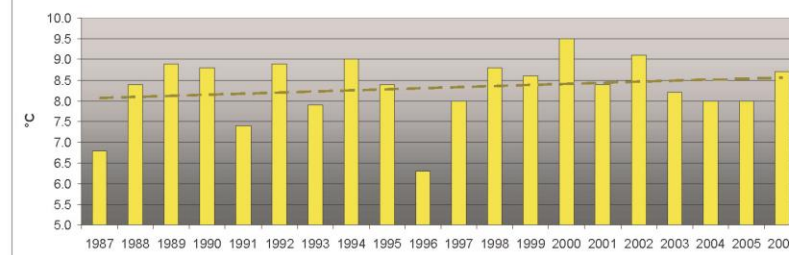


Obr. 1.5. Jablonné – klimatické charakteristiky (ČHMÚ)

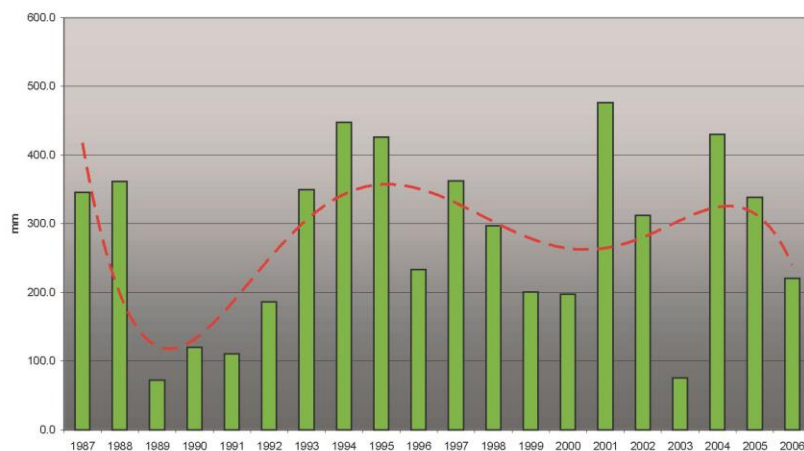
Varnsdorf vývoj srážek a evapotranspirace 1987-2006



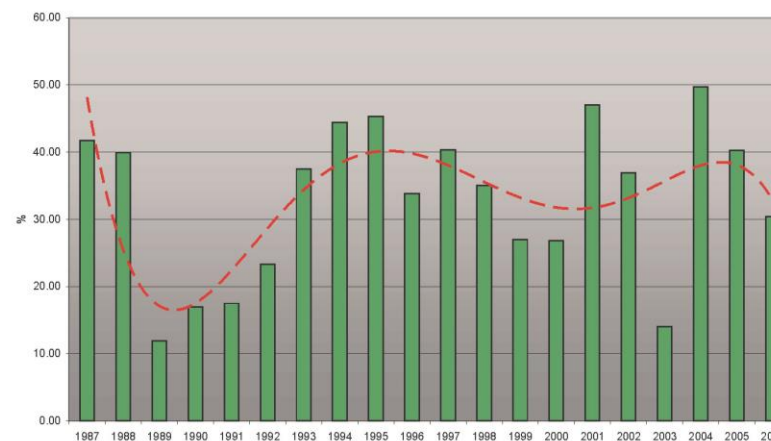
Varnsdorf - roční průměr teplot 1987-2006



Varnsdorf - celkový odtok 1987-2006

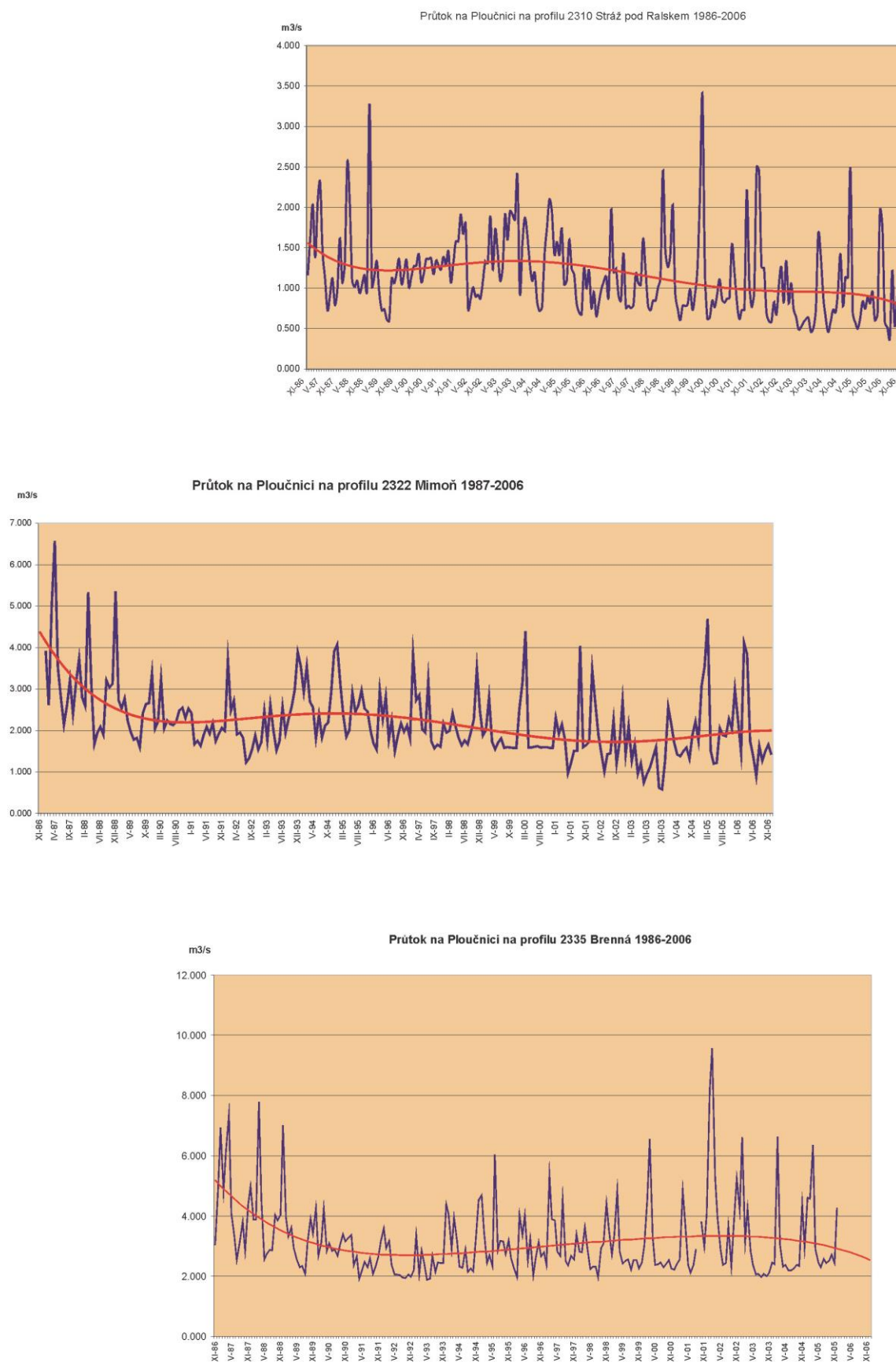


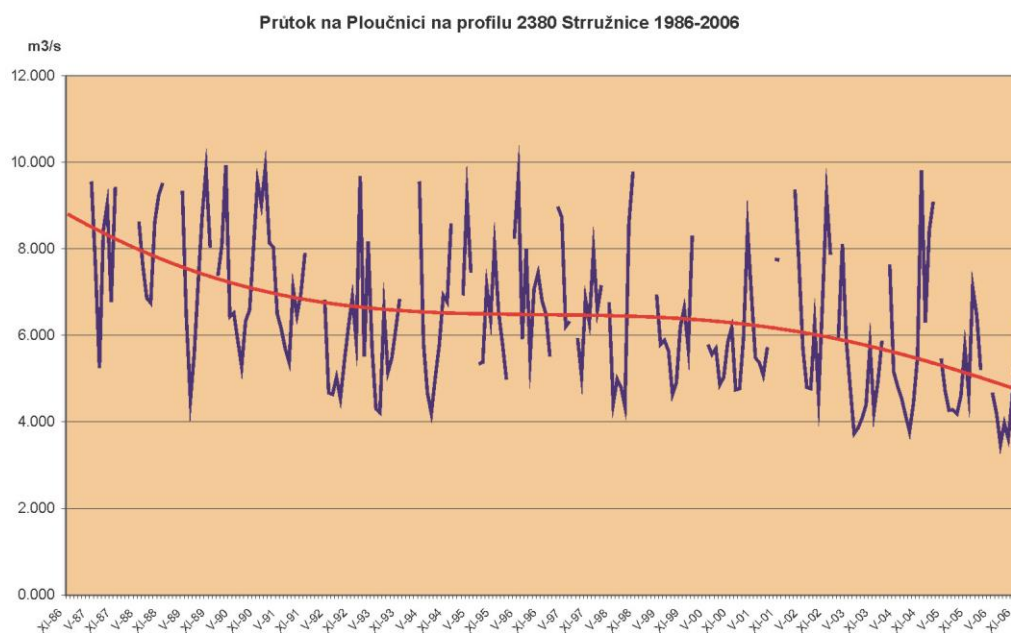
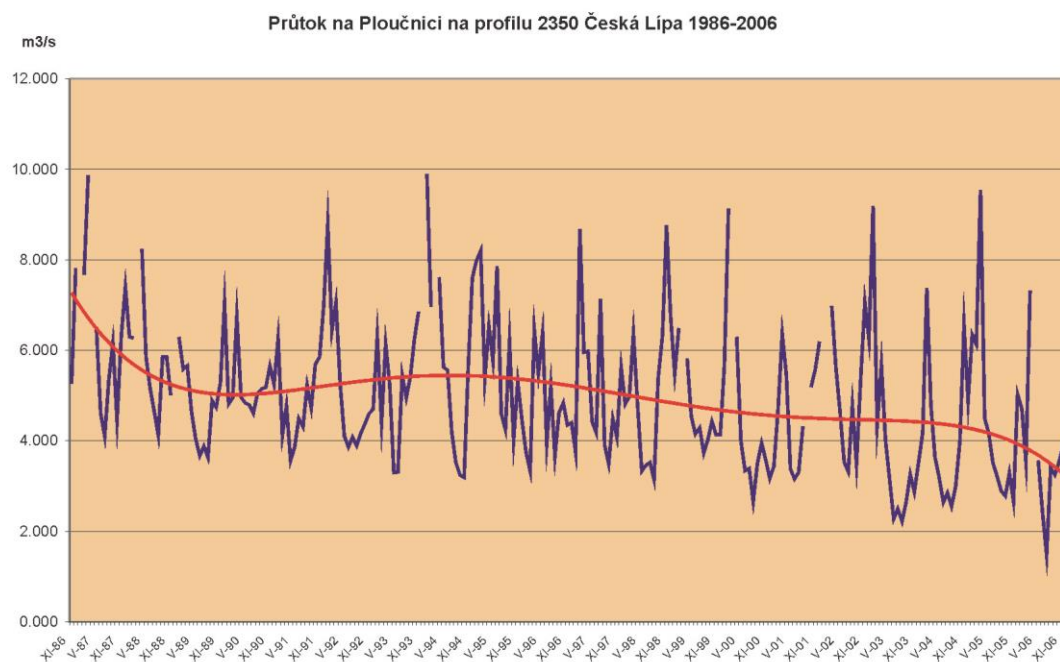
Stanice Varnsdorf - celkový odtok v % ročních srážkových úhmů

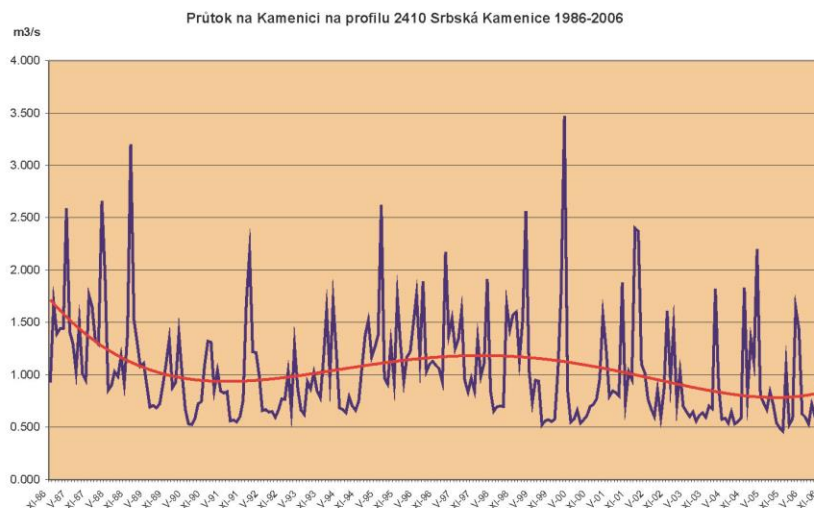
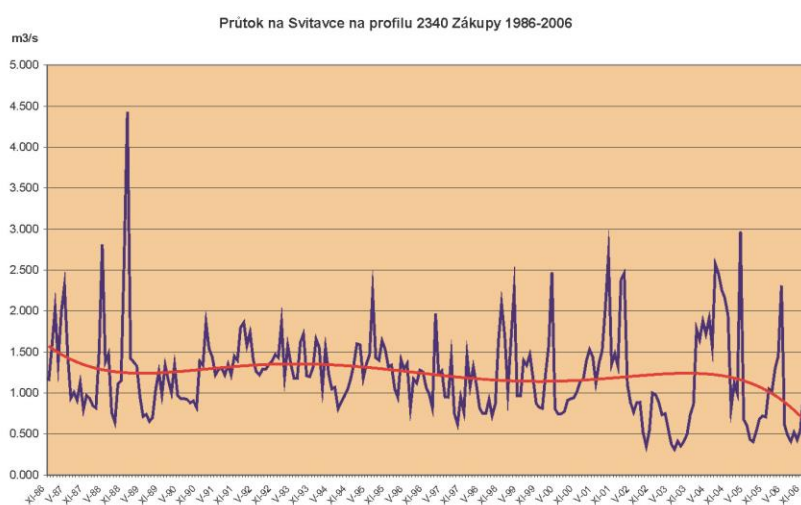
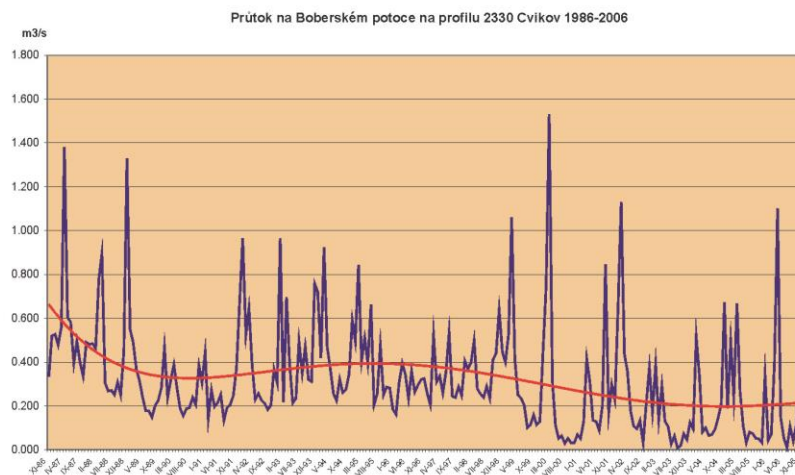


Obr. 1.6. Varnsdorf – klimatické charakteristiky (ČHMÚ)

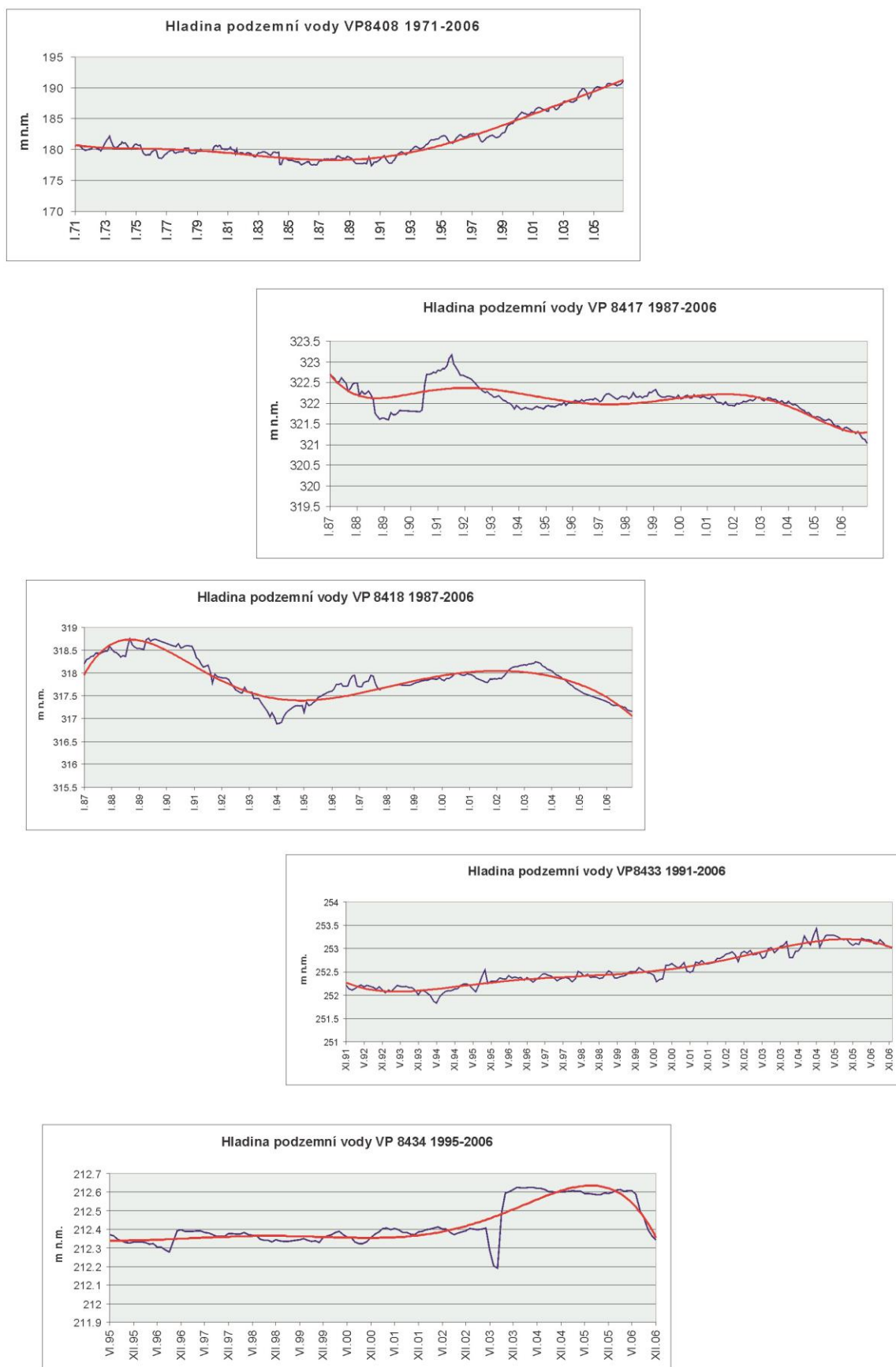
Obr. 1.7. Monitoring průtoku na povrchových tocích (8 vybraných profilů) – ČHMÚ

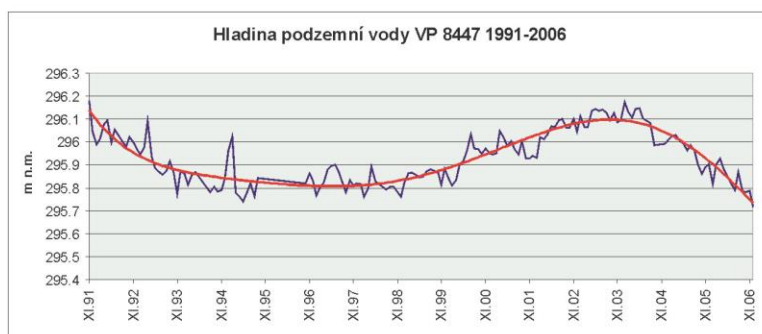
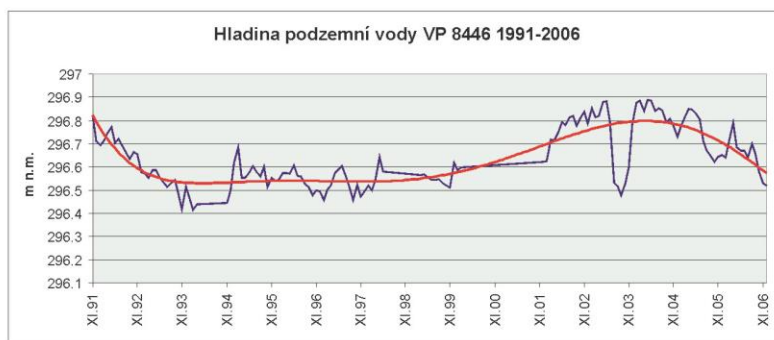
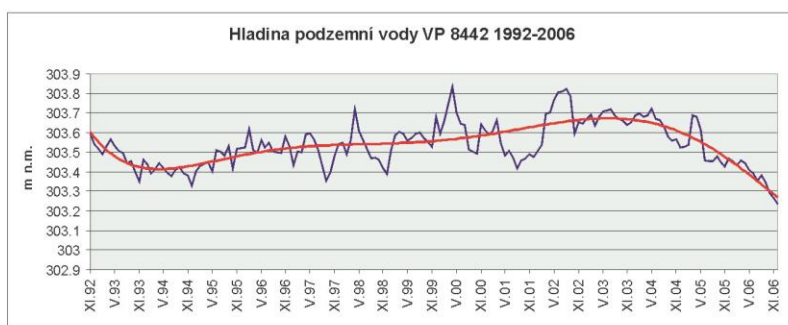
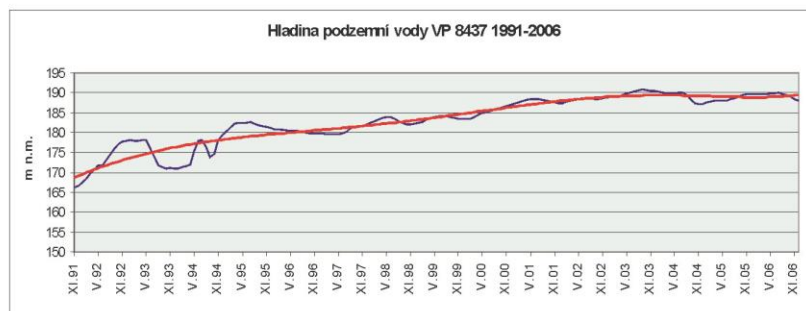
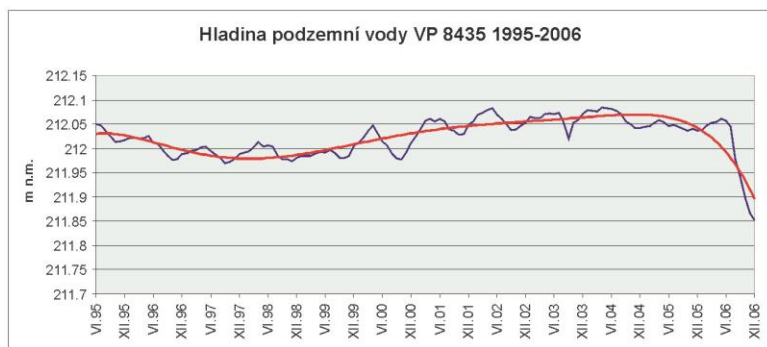


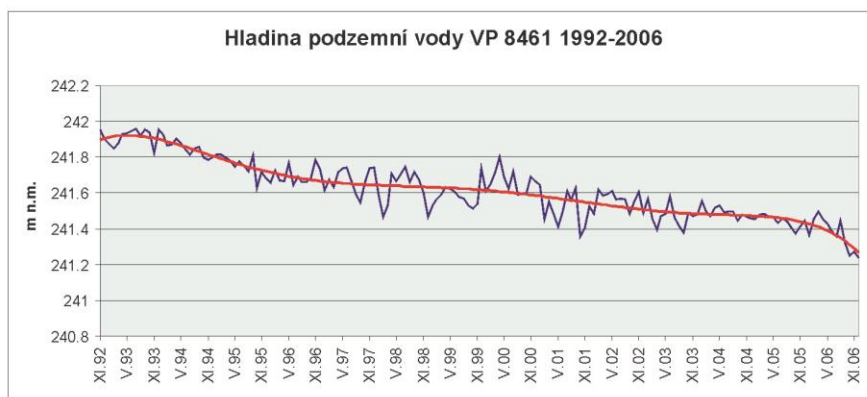
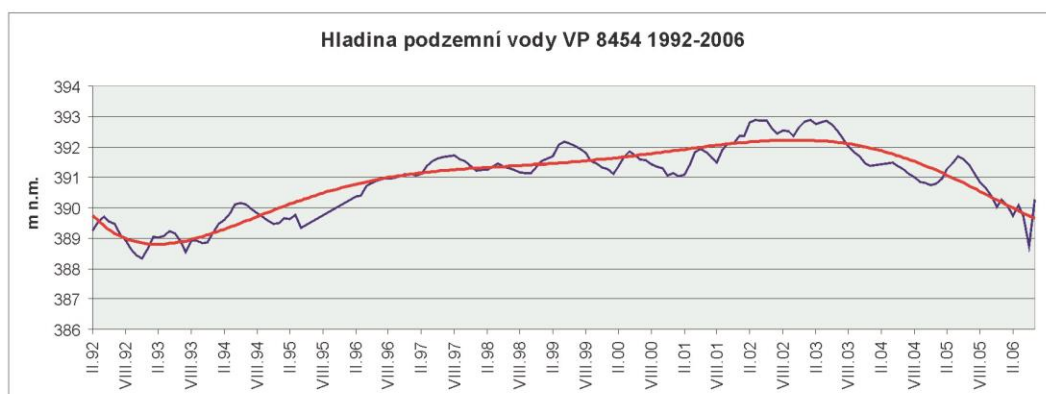
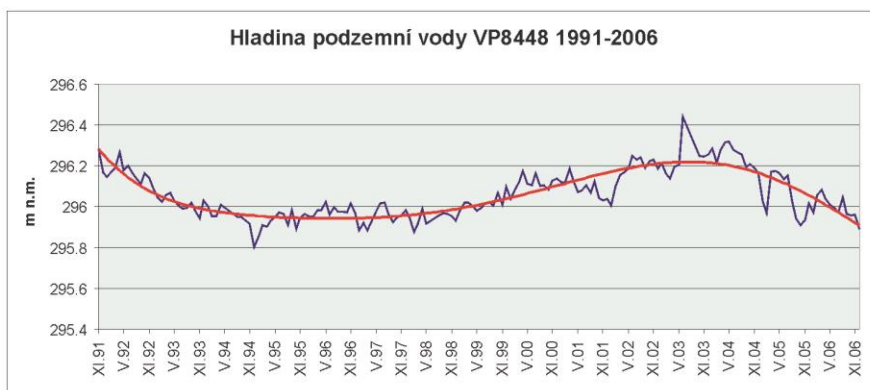




Obr. 1.8. Monitoring hladiny podzemní vody (13 vrtů) – ČHMÚ







2. Charakteristika, rozsah a vymezení hydrogeologické struktury

Benešovsko-ústecký zvodněný systém, zajímavý území o rozloze cca 1 675 km², je vymezen především tektonickými zónami o velké výšce skoku a částečně též významnými litofaciálními rozhraními (na JZ). Těmito hranicemi vznikl prostor s víceméně uzavřeným prouděním podzemních vod v rozsahu všech zastoupených kolektorských komplexů. Zvodněný systém představuje z hlediska podzemních vod nejdůležitější a nejperspektivnější vodohospodářskou jednotku v České republice. Současně jsou podzemní vody tohoto zvodněného systému využívány jako obnovitelný zdroj energie, zatím v Děčíně a v Ústí nad Labem.

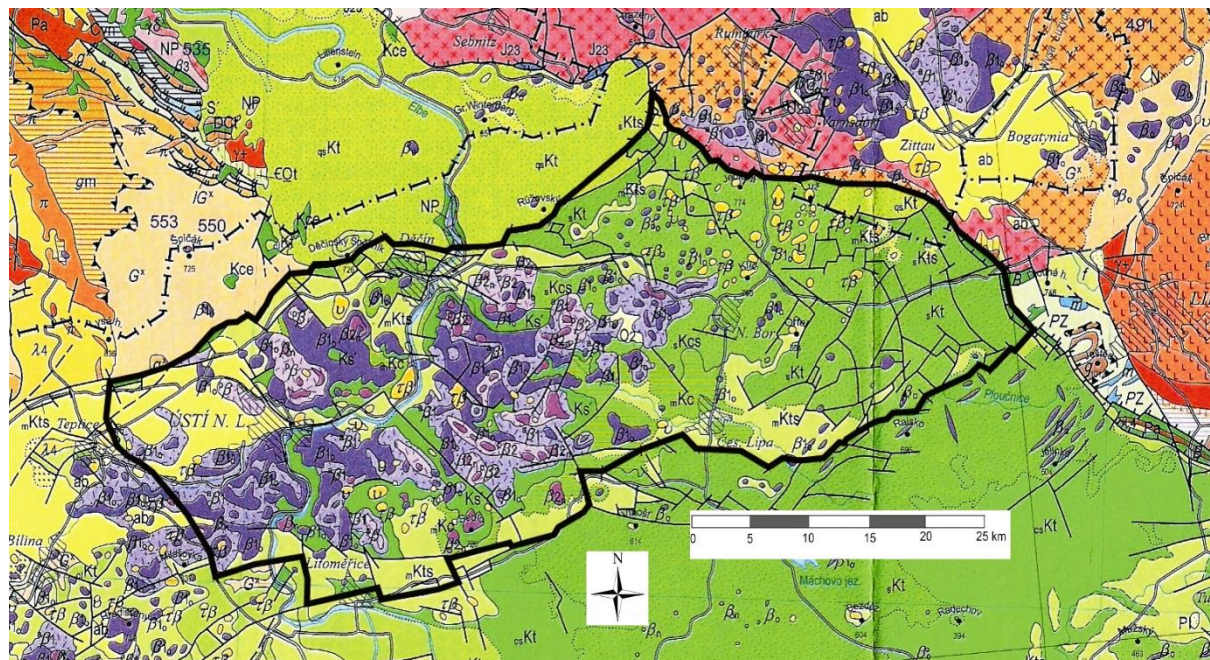
Protože prozkoumanost dané struktury je poměrně vysoká (Herčík et al. 1999, Nakládal et al. 1987 aj.), lze na jejím příkladu demonstrovat regionálně-hydrogeologický přístup k hodnocení hydrogeologické struktury ve formě zpracování konceptuálního modelu režimu podzemních vod jako podkladu pro další výzkum dané struktury, především numerické modelování za účelem bilancování využitelného množství podzemní vody a využitelného tepla.

2.1. Ohraničení hydrogeologické struktury

Zvodněný systém zaujímá ze strukturního hlediska zakleslou středohorskou kru české křídové pánve (tzv. benešovskou synklinálu). Je součástí severozápadní části české křídové pánve. Hranice struktury jsou nejlépe zřejmé z výřezu geologické mapy (Cháb, Stráník, Eliáš 2007 - obr. 2.1.). Výskyt a proudění podzemních vod je tedy součástí režimu podzemních vod celé české křídové pánve. Díky tektonickým podmínkám lze však benešovsko-ústecký zvodněný systém ze značné části vymezen jako samostatnou hydrogeologickou strukturu s vlastním prouděním podzemní vody a definovaným vztahem ke svému okolí. Užší pohled se zaměřil na vlastní benešovskou synklinálu, protože s ní související oblast jetřichovické antiklinály (rajon 4660) je tektonicky i hydrogeologicky definovatelná a oddělitelná a vyřeší se tak možné problémy s nedostatkem dat z jeho německé části (tzv. saská křída od Hřenska směrem k Dresden), protože v rámci ČR jsou systematicky k dispozici jen informace z jeho části dané administrativní státní hranicí. Přesto bude dané území dále nazýváno jako benešovsko-ústecký zvodněný systém, název benešovská synklinála je jednak pouze geologicko-strukturní a jednak nezahrnuje východní část hodnoceného území při lužické poruše (tzv. tlustecký blok).

Severozápadní hranici zvodněného systému vůči krušnohorskému krystaliniku mezi Teplicemi a Libouchcem tvoří krušnohorské zlomové pásmo (styk s hydrogeologickým rajonem 6132 Krystalinikum východní části Krušných hor). Na něj dále k V navazuje děčínské zlomové pole, podél nějž se v úseku Libouchec-Děčín benešovsko-ústecký zvodněný systém stýká s děčínskospněžnickým zvodněným systémem (hydrogeologický rajón 4630). Na pravém břehu Labe pak je hranice vedena dále podél děčínského zlomového pole a s pokračováním doubického zlomového pole, který odděluje hydrogeologický rajón 4660 (Křída dolní Kamenice a Křínice). Ze strukturního hlediska jde o oblast tzv. jetřichovické antiklinály. Jak vyplývá z obr. 2.4., hranice zájmového území je vedena po tektonických liniích hlavní vnější struktury děčínského a doubického zlomového pole, hranice rajonů je ale vedena okrajem výskytu obnaženého hlavního kolektoru (takže sleduje spíše vnitřní okraj zmíněných

tektonických linií, případně – na Kamenicku – i litologickou hranici obnažení hlavního kolektoru. Tento rozpor může způsobovat jisté problémy v bilančních úvahách, přesto byla ale zvolena hranice jednoznačnější z tektonického hlediska, vymezující okraj zakleslé kry. Struktura děčínské a doubického zlomového pole je totiž velmi důležitá z hlediska poznání funkce děčínské a kamenické drenážní báze.

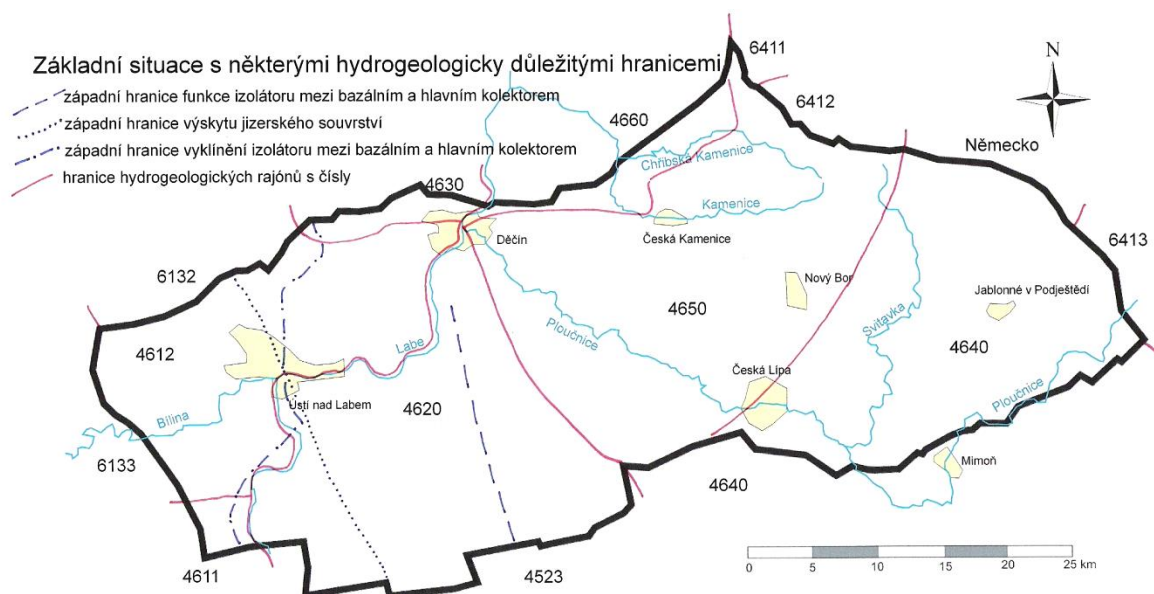


Obr. 2.1. Výřez geologické mapy České republiky 1:500 000. Černě je vymezeno zkoumané území. Vysvětlivky ke geologické mapě (symboly v zájmovém území): terciér: $\tau\beta$ – trachytické vulkanity, u – fonolity, β_0 – bazalty, bazanity, bazaltické brekcie, β_{2n} – alkalické bazalty mladších výlevů, β_{10} – předpliocénní subakvatické výlevy bazaltů, bazanitů, bazaltické brekcie, $^p\beta$ – pyroklastika bazaltových hornin, $^p\beta_2$ – redeponovaná pyroklastika, $^a\beta_1$ – pyroklastika starších výlevů, ab – neogén, písky, štěrky, podřadně uhelné sloje; svrchní křída: Ks – santon – pískovce, jílovce, slepence, sKcs – coniak-santon, březenské souvrství, převažující křemenné pískovce, podřízené jílovité pískovce, mKc – coniak-santon, březenské souvrství, vápnité jílovce a slínovce s písčitymi vložkami, sKts – svrchní turon – santon, březenské a teplické souvrství, křemenné a jílovité pískovce, mKts – svrchní turon – santon, březenské a teplické souvrství, vápnité jílovce a slínovce, sKt – střední a svrchní turon, jizerské souvrství, křemenné a arkózovité pískovce, s polohami jílovitých a vápnitých pískovců, qsKt – spodní-svrchní turon, bělohorské a jizerské souvrství, křemenné pískovce, Kce – cenoman, perusko-korycanské souvrství, převažující pískovce; starší jednotky: λ_4 – teplický ryolit (svrchní karbon-perm). Podklad převzat a vysvětlivky zjednodušeny z Chába, Stránka a Eliáše (2007).

Další omezení systému je čistě tektonické: na severovýchodě lužickou poruchou (mezi Varnsdorfem a Hrádkem n. Nisou s přesahem na německé území). V oblasti Varnsdorfu se zpracovávaným územím sousedí rajóny 6411 Krystalinikum Šluknovského výběžku a 6412 Krystalinikum Lužických hor. Dále na německém území jde o hlavní infiltrační území zpracovávané struktury, takže tuto oblast sahající i do vzdálenosti cca 3–4 km od česko-německých hranic, v žádném případě nelze zanedbat. Jedná se katastrální území německých obcí Waltersdorf, Kurort Jonsdorf, Kurort Oybin a Luftkurort Lückendorf. Na českém území pak lužická porucha pokračuje na úpatí hřebene Ještědu (styk s rajonem 6413 Krystalinikum Jizerských hor v povodí Lužické Nisy). Na JV až J je struktura omezena středohorským zlomovým polem, reprezentovaným od SV k JZ dílčími úseky strážským zlomovým pásmem, zlomem Brenné, okřešickým zlomem, lukovským zlomem, úštěckým a litoměřickým zlomem. Pásmo strážského zlomu se zlomem Branné a částí okřešického zlomu rozděluje

hydrogeologický rajon 4640 na dvě části, z čehož jen sz. část je součástí zpracovávaného území. Z regionálně-hydrogeologického hlediska jeho jv. část již spadá do mělnicko-boleslavského zvodněného systému, takže toto proudění z hlediska podzemních vod je logické a naopak jako nelogické se jeví zahrnutí hydraulicky nesouvisejících území do jednoho hydrogeologického rajonu (Olmer et al. 2006). Úštěcký zlom odděluje směrem na jih rajón 4523 Křída Obrtky a Úštěckého potoka (bilanční celek 1 ve smyslu dělení Herčíka et al. 1999). Dále na Z Labe překračuje litochovický zlom (rozdělující původně jednotný rajon 461 na severní a jižní část 4612 a 4611). V okolí Teplic tvoří hranici systému v. okraj teplického rýolitu (rajon 6133), při němž dochází k výraznému zmenšení mocnosti, popř. až k vyklínění pískovcového vývoje bazálního křídového kolektoru. Kromě děčínského a doubického zlomového pole je hranice vedena vždy po vnitřním okraji vymezujících tektonických linií. Děčínské a doubické zlomové pole bylo do území z větší části zahrnuto, především kvůli pozici děčínské a kamenické drenážní oblasti, která je na tuto tektoniku vázaná. Popsané tektonické prvky jsou zřejmé z obr. 2.4.

Zájmové území zahrnuje více hydrogeologických rajónů nebo jejich částí (Olmer et al. 2006): s. část 4611 a 4612 – Křída dolního Labe po Děčín – levý břeh, 4620 – Křída dolního Labe po Děčín – pravý břeh, s. a z. část 4640 – Křída horní Ploučnice, 465 – Křída dolní Ploučnice a horní Kamenice, jv. okraj rajonu 4660 – Křída dolní Kamenice a Křínice a jižní okraj rajonu 4630 Děčínský Sněžník. Území tak odpovídá převážné části bilančního celku 3 – Křída Českého středohoří Herčíka et al. (1999), s výjimkou většiny plochy rajónů 4660 a 4630 a bez jv. poloviny rajonu 4640 (tzv. strážská homoklinála, nebo též strážský blok). Tato území mají jednoznačně definovatelné hranice vůči hodnocenému území a i vzhledem k odlišným hydrogeologickým poměrům jsou logicky vyděleny. Situace hydrogeologických rajónů je zřejmá z obr. 2.2.



Obr. 2.2. Základní situace s některými hydrogeologicky důležitými hranicemi

2.2. Litofaciální poměry

2.2.1. Podloží svrchnokřídových sedimentů

V podloží české křídové pánve můžeme v zájmovém území dvě základní geologické jednotky (Malkovský et al. 1974): komplex krušnohorského krystalinika (saxothuringikum), zastoupený vysoce metamorfovanými horninami typu rul, a komplex slaběji metamorfovaných hornin západosudetské oblasti s fylity, zelenými břidlicemi, keratofyry, kvarcity aj. Styk těchto jednotek probíhá zhruba na linii Děčín – Česká Lípa, přesně byla hranice lokalizována jen záp. Děčína, kde Valečka et al. (1990) uvádí tektonický charakter tohoto styku jako pokračování tzv. saského nasunutí. V obou jednotkách se setkáváme s různým výskytem granitoidních těles.

Krystalinické podloží je na části zájmového území kryto ještě permokarbonskými horninami (sedimenty a vulkanogenní horniny) tvořícími částečně bezprostřední podloží svrchnokřídové pánve (českokamenická pánev v centrální oblasti mezi Děčínem, Českou Kamenicí a Českou Lípou, a menší kravaňská pánev západně od Kravař). Na jz. okraji území se nachází těleso teplického křemenného porfyru paleozoického stáří.

Před svrchnokřídovou mořskou transgresí bylo předkřídový povrch vystaven intenzívním endogenním zvětrávacím procesům. S tímto faktem je třeba počítat v dalších úvahách o úloze předkřídového podloží v proudění podzemních vod bazálního křídového kolektoru, protože nesporně se bude lišit původně přípovrchové vrstva předkřídových hornin do hloubek 10-20 m pod původním povrchem oproti kompaktnímu skalnímu podloží hlouběji, podobně jako je tomu dnes.

2.2.2. Svrchnokřídová sedimentace

Svrchnokřídová sedimentace v uvedeném území má významný podíl psamitické složky, zvláště v sv. části a v bazálních souvrstvích, což úzce souvisí s velkým významem daného propustného prostředí pro proudění podzemní vody. Pískovcový vývoj sedimentů je určen příslušností k severnímu progradačnímu areálu české křídové pánve (lužický a jizerský masív), v západní části systému rovněž s ovlivněním sedimentace bělohorského souvrství mostecko-teplickou elevací. Jako v jediném území české křídové pánve se zde vyskytují všechny litostratigrafické jednotky od perucko-korycanského po merboltické souvrství, mnohé z nich ve velkých mocnostech. Vrtem Kerhartice-1 mezi Benešovem nad Ploučnicí a Českou Kamenicí byla zastižena dosud největší mocnost křídových sedimentů v Česku: 964 m. Spolu s mladšími křídovými uloženinami, vyskytujícími se v okolí vrtu (se započtením morfologie terénu) je úplná mocnost křídý v daném místě centra benešovské synklinály až přes 1100 m. Touto hodnotou dané území dosahuje nejvyšší mocnosti sedimentů v celé české křídové pánvi.

V přízdrojovém areálu při lužické poruše jsou zastoupeny pískovce v celém vrstevním sledu o celkové mocnosti až 750 m (Jetel et al. 1986). Odtud k okrajům progradačního areálu, tedy směrem k JZ, J a JV, všeobecně ubývá podílu pískovců na úkor jemnozrnnějších sedimentů, s odlišnou rychlostí v různých litostratigrafických jednotkách. Výjimku tvoří bazální perucko-korycanské souvrství o max. mocnosti v přízdrojovém areálu až kolem 130 m, kde pískovce převládají v celém rozsahu zvodněného systému. Pro dané území jsou charakteristické velmi

rychlé změny v litofaciálním vývoji i mocnostech vyskytujících se sedimentů ve většině litostratigrafických jednotek v laterálním směru.

Perucko-korycanské souvrství

Jedná se o bazální svrchnokřídovou sedimentaci na předkřídovém povrchu cenomanského stáří. Souvrství dělíme na perucké vrstvy kontinentální sedimentace a korycanské vrstvy následné sedimentace po mořské transgresi charakterizované hlubším a stálejším prostředím sedimentace.

Perucké vrstvy

Jde o lokální sladkovodní sedimentaci psamiticko-pelitických vrstev s cyklickou sedimentací. Mocnost vrstev je různá, kolísá podle morfologie předkřídového povrchu od 0 do max. 40 metrů. Nejvýznamnější výskyty peruckých vrstev jsou uváděny u Děčína a Ústí nad Labem a ve východní části mezi Českou Lípou a Jablonným (Malkovský et al. 1974). Cyklická stavba vrstev zahrnuje průměrně 2-5 cyklů, maximum bylo zjištěno v Benešově nad Ploučnicí (15 cyklů ve vrtu SK-1t – Valečka 1975).

Korycanské vrstvy

Mořská sedimentace v cenomanu je mnohem zásadnější a postihla celé zkoumané území kromě nejzápadnější části na sv. svahu mostecko-teplické elevace. Vrstvy jsou reprezentovány prakticky výhradně psamitickými horninami. Maximální mocnosti dosahují korycanské vrstvy u lužické poruchy (až kolem 110m), minima západně od Ústí nad Labem, kde směrem k Teplicím prakticky vyklíňují (dosahují mocností jen jednotek metrů).

Většinou společně popisované perucko-korycanské souvrství tak dosahuje maxim kolem 130 m v oblasti podél lužické poruchy, v centrální části dosahuje mocnosti 50-60 m, v západní části klesá až na 20-40 m. Vyšší mocnosti byly zjištěny i na J směrem k Lučnímu potoce a na Děčínsku (kolem 80 m, a v prostoru jižně Děčína možná i více, jak napovídá vrt 2H 295 Vilsnice, jehož geologická interpretace je zatím předmětem složité odborné diskuse strukturních geologů – více viz kap. 1.5.). Vzhledem k variabilnímu výskytu peruckých vrstev v závislosti na morfologii předkřídového povrchu však mohou mocnosti cenomanských sedimentů kolísat i na krátkou vzdálenost v poměrně velkých mezích.

Bělohorské souvrství

Bělohorské souvrství je ve své spodní části většinou zastoupeno slínovci (příp. spongolity), které vzhůru postupně přecházejí do křemenných pískovců a do nadloží místy až do drobných slepenců, jde tedy o výrazný inverzní sedimentační cyklus. Při lužické poruše na SV slínovce postupně vyklíňují a celé bělohorské souvrství se nachází v psamitickém vývoji. Na základě analýzy vrtných profilů včetně nových vrtů je však nutno konstatovat, že toto vymizení karbonátových aluopelitických hornin se týká jen úzkého pruhu kolem lužické poruchy širokého maximálně první stovky metrů (300-400 m) s výjimkou německé části středohorské kry, kde se toto území rozšiřuje až na cca 4 km (viz obr. 2.5.). Mocnost spodnoturonských slínovců se pohybuje kolem 10-30 m v centrální části kry, lokálně ale může být i více. V okrajových částech progradačního areálu přecházejí i pískovce ve svrchní

části bělohorského souvrství do slínovců, které spolu se slínovci nadložních souvrství vytvářejí mocný izolátor. V západní části systému mezi Teplicemi a Ústím nad Labem je celé bělohorské souvrství tvořeno pískovci o obvyklé mocnosti více desítek metrů, které spolu s podložními korycanskými vrstvami vytvářejí spojený bazální křídový kolektor. Celková mocnost bělohorského souvrství kolísá mezi 50-135 m, směrem k J se mocnost pískovců bělohorského souvrství značně zmenšuje: např. ve vrtu TP-1 Paškapole, situovaném v sedle mezi Milešovkou a Kletečnou, klesá na pouhých několik metrů a ještě dále k J, v Poohří, je bělohorské souvrství tvořeno již jen nejspodnějšími slínovcovými sedimenty.

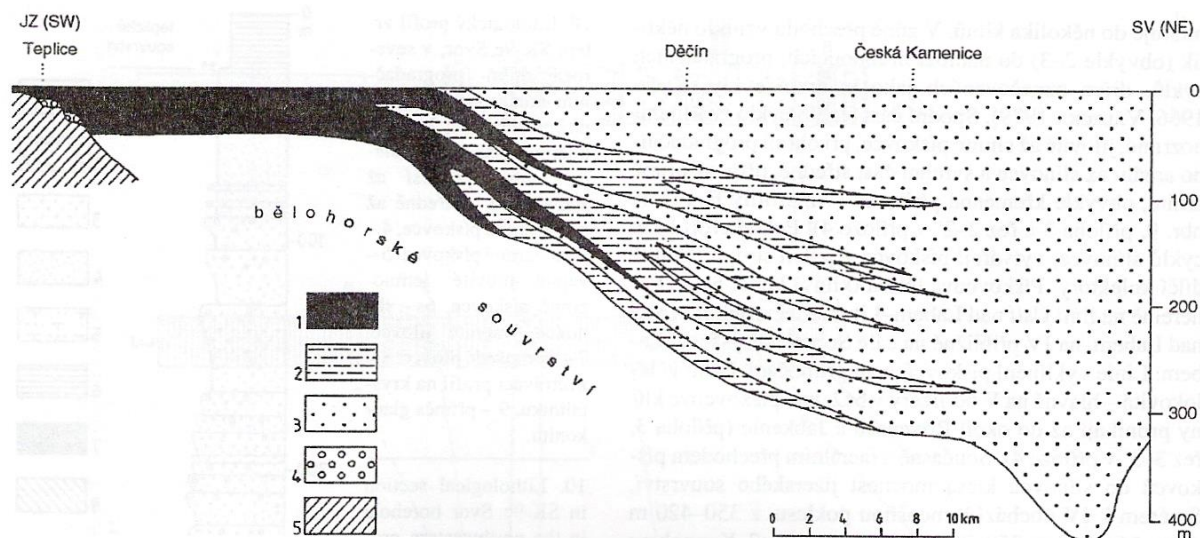
Někdy vzniká určitá názvoslovná nepřesnost – bělohorské souvrství se jako izolátor neuplatňuje celé, ale jen jeho nejspodnější část, v níž převažuje slínovcový vývoj v mocnostech prvních desítek metrů. Nad těmito izolátorskými slínovci se většinou vyskytují spodnoturonské horniny v převažujícím psamitickém vývoji o mocnostech i přes 100 m, které končí až hrubozrnnými pískovci, případně až drobnými slepenci, čímž vytvářejí inverzní sedimentační cyklus. V každém případě je tedy nepřesné, pokud se v některých zprávách ztotožňuje bělohorské souvrství s izolátorskou funkcí bazálního cenomanského kolektoru.

Jizerské souvrství

Jizerské souvrství dosahuje svých maximálních mocností až kolem 400 m (maxima 420 m – Nakládal et al. 1987) v přízdrojovém areálu na SV území při lužické poruše a vyznačuje se velmi rychlými změnami faciálními i v mocnostech, které jsou největší ze všech svrchnokřídových souvrství. Nachází se zde převážně v pískovcovém až slepencovém vývoji (sedimenty uspořádané do inverzních cyklů o mocnostech řádově desítek metrů). Směrem k JZ, v souvislosti s postupně jemnozrnnějším vývojem sedimentů, se celková mocnost jizerského souvrství zmenšuje, takže na spojnici Děčín-Kravaře klesá na cca 250 m (od této linie také směrem na Z prudce narůstá v horninách podíl jemnozrnnější složky, přičemž lze identifikovat 2-3 do nadloží hrubnoucí sedimentární cykly – Herčík et al. 1999). Prudký pokles mocnosti na pouhých 40-60 m nastává v úzkém, jen asi 15-20 km širokém pruhu mezi spojnici měst Děčín-Kravaře a Ústí nad Labem-Litoměřice. Dále k JZ od spojnice Ústí nad Labem-Litoměřice pískovce zcela vyklíňují a celé jizerské souvrství se nachází v monotónním slínovcovém vývoji o převládající mocnosti 30-50 m, na teplicko-mostecké elevaci dosahuje minim až kolem 20 m (Valečka 1989). K obdobným faciálním změnám dochází ve směru od přízdrojového areálu také k JV, jejich hlavní projevy však nastávají až za jv. hranicí systému, v sousedním mělnicko-boleslavském zvodněném systému. Litofaciální změny jizerského souvrství v jz. části území jsou dobře znázorněny na obrázku 2.3. (Herčík et al. 1999).

Teplické souvrství

Teplické souvrství je tvořeno jemně až středně zrnitými pískovci jen v několik kilometrů široké zóně u lužické poruchy. Tyto pískovce směrem k JZ rychle přecházejí do vápnitých jílovců až slínovců. Převládající mocnost souvrství je poměrně stálá, kolísá mezi 35-60 m (Nakládal et al. 1987). V západní části území (záp. od linie Děčín – Ústěk) má souvrství již tzv. typový vývoj a lze tak ve svrchní části jeho vývoje popsat tzv. rohatecké vrstvy silicifikovaných vápenců.



Obr. 2.3. Schématický litofaciální řez jizerským souvrstvím na okraji křídové sedimentace při teplicko-mostecké elevaci (Herčík et al. 1999). Vysvětlivky: 1 – slínovce, vápnité jílovce, 2 – (vápnité), jílovité jemnozrnné pískovce, 3 – středně až hrubě zrnité křemenné pískovce, 4 – hrubozrnné konglomeráty v depresích předkřídového povrchu teplicko-mostecké elevace, 5 – krystalinikum - teplický ryolit.

Březenské souvrství

Podobně jako teplické a jizerské souvrství, také březenské souvrství je v přízdrojovém areálu tvořeno pískovci v celé, byť neúplně zachované mocnosti až 250 m. K jihozápadu pískovce přecházejí pozvolným zjemňováním nebo ostrým vyklíněním do vápničných jílovců až slínovců a často do flyšoidní facie, zejména ve svrchní části souvrství. Faciální změna je provázána rovněž pozvolným poklesem mocnosti celého březenského souvrství.

Merboltické souvrství

V zakleslé kře Českého středohoří se jako na jediném místě české křídové pánve zachovalo merboltické souvrství o celkové mocnosti až kolem 200 m. Převládají lavicovité pískovce s polohami jílovitých prachovců až jílovců, mocnými v řádu centimetrů až výjimečně metrů. Erozi je merboltické souvrství rozčleněno do řady samostatných denudačních reliktů.

2.2.3. Terciér a kvartér

V benešovsko-ústeckém zvodněném systému jsou značně rozšířeny vulkanogenní horniny Českého středohoří, které jednak jako efuziva a pyroklastika pokrývají povrch terénu v rozsáhlých územích (hlavně na levém břehu Ploučnic pod Českou Lípou až k ústí do Labe), jednak pronikají svými hypabysálními formami všechny starší jednotky včetně křídových uloženin. Významné výskyty jsou především nalevo od Ploučnice, kde mohutná tělesa zakrývají velké části území a významně ovlivňují hydrogeologické poměry svrchního kolektoru.

Křídové sedimenty jsou v nejzápadnější části západně a jihozápadně od Ústí nad Labem překryty uloženinami terciární mostecké pánve (jíly, písky, podřízeně uhelné sedimenty, pánev částečně vytěžena) a v celém území podél hlavních vodních toků také kvartérními

fluviálními sedimenty (za zmínku stojí především terasy Labe a Ploučnice), v okolí Jablonného najdeme i glacifluviální štěrkopískové uloženiny o mocnosti do 20m (Herčík et al. 1999).

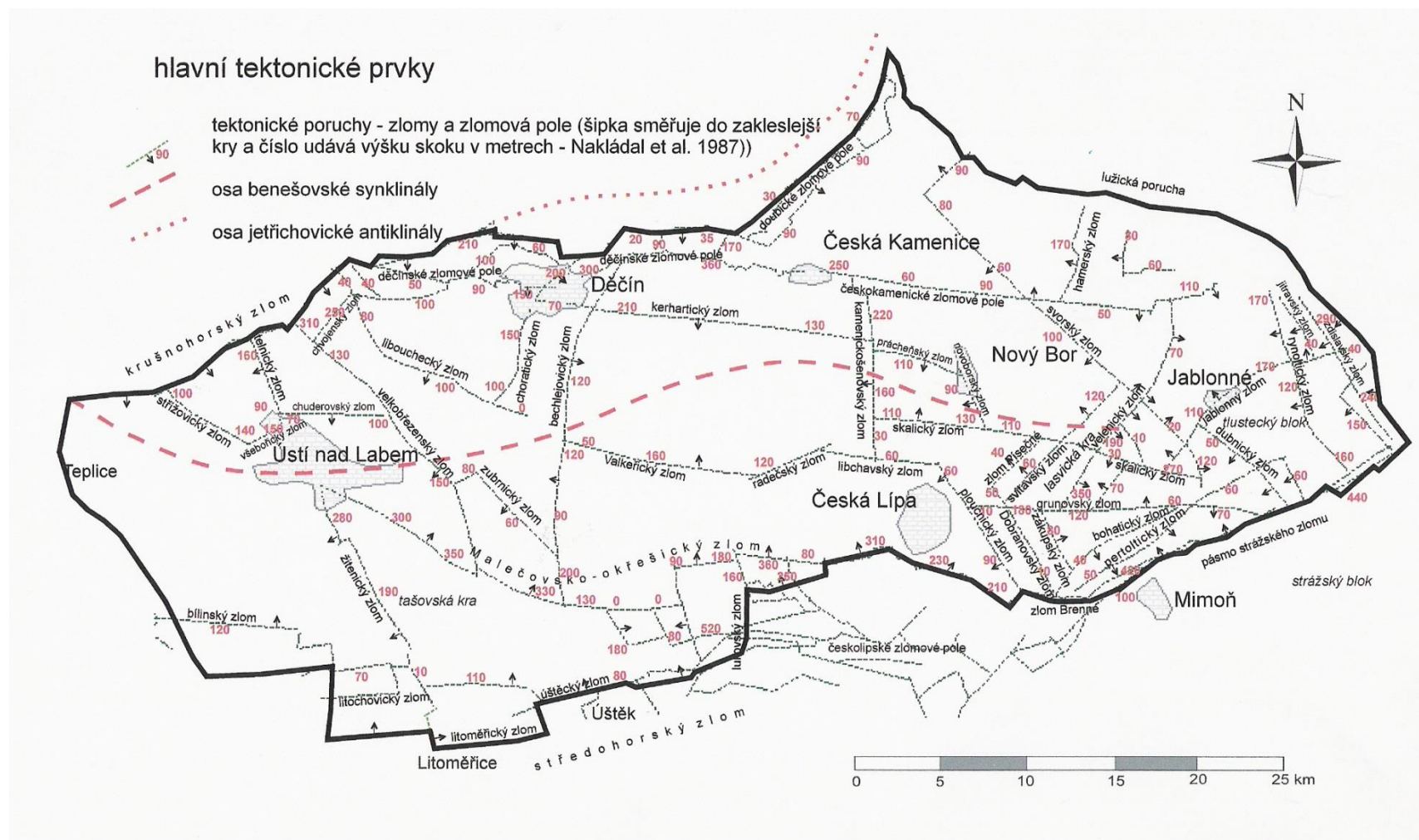
2.3. Strukturní poměry a vymezení hydrogeologických těles

Strukturně náleží území zvodněného systému k nejsložitějším územím české křídové pánve. Směrem k Z od spojnice Libouchec – Ústí nad Labem – Sebusín se krušnohorské zlomové pásmo a středohorské zlomové pole vzájemně přibližují, což vede k postupnému zúžení rozsahu benešovské synklinály. Kromě okrajových zlomů, vymezujících samotný zvodněný systém, se zde nachází množství dalších zlomů různé orientace o výškách skoku, dosahujících až více set metrů (obr. 2.4.). Bližší popis tektonicko-strukturních poměrů viz následující kapitola 2.4.

Zvláštní význam pro hydrogeologické poměry mají zlomy žitenický a malečovsko-okřešický. Žitenický zlom probíhá ve směru JV-SZ od Litoměřic k Ústí nad Labem. Zde se tento zlom napojuje na zlom malečovsko-okřešický, probíhající obloukovitě z jižního okolí České Lípy ke Kravařům do ústeckého prostoru. Oběma uvedenými zlomy je ohraničena vyzdvižená kra trojúhelníkového tvaru, protažená ke svému sz. výběžku v oblasti Ústí nad Labem. Tato kra je označována jako tašovská a z regionálního hlediska je součástí tektonicky silně postižené zóny mezi hlavními liniemi středohorského zlomu a malečovsko-okřešickým zlomem. Z vyskytujících se ker je největší a na jejích okrajích byly zaznamenány i největší vertikální posuny.

Protože obě kry v sousedství vyzdvižené tašovské kry (jak sv. kra, tj. vlastní prostor benešovské synklinály, tak západní kra v území mezi Ústím nad Labem a Teplicemi) se nacházejí ve značně nižší strukturní poloze, lze v tomto prostoru předpokládat strukturně podmíněné vyšší hydraulické odpory vůči proudění podzemní vody (dané posunem až přerušením souvislosti hlavních křídových kolektorů) a významný vliv této kry na regionální proudění podzemní vody (především z hlediska jeho usměrnění do ústecké oblasti. Výšku skoku žitenického zlomu lze odhadnout na cca 100-250 m (zvětšuje se k S), podél malečovsko-okřešického zlomu došlo ještě k většímu posunu sousedních ker (až kolem 300-400 m). V území mezi malečovsko-okřešickým zlomem a děčínským zlomovým polem uvádí Valečka (1999) další předpokládané zlomy, s uvedenými zlomy paralelní nebo na ně kolmé. Výška skoku těchto zlomů rovněž nebývá zanedbatelná a může dosahovat celkem až 150-200 m.

V přízdrojovém areálu a jeho okolí, tedy v sv. části zvodněného systému při lužické poruše, převládají hydrogeologické kolektory, reprezentované pískovci. Při lužické poruše s. od Jablonného a pak dále na německé části území tvoří pískovce až 100% vrstevního sledu všech křídových sedimentů. Z tohoto území k JZ, J a JV (tedy nejen v samotném benešovsko-ústeckém, ale i v sousedním mělnicko-boleslavském systému směrem na J) se do převážně pískovcové sekvence postupně vkládají polohy jemnozrnných klastických sedimentů, většinou slínovců, představujících izolátory. Jejich mocnost se v uvedených směrech všeobecně zvětšuje a naopak mocnosti pískovcových poloh se vesměs zmenšují. Ve stejných směrech také dochází k zjemňování pískovců. Tak jsou postupně pískovcové polohy nahrazovány pelity převážně slínovcového charakteru.



Obr. 2.4. Hlavní tektonické prvky zájmového území (zpracováno podle Nakládala et al. 1987 a Milického et al. 2008). Vzhledem k nedostatečným informacím o přesném vedení zlomových struktur nejsou zlomy děleny do dvou obvyklých skupin (potvrzené a předpokládané). V zásadě lze říci, že kromě okrajových zlomů vymezujících strukturu na Z, S a V můžeme za potvrzený považovat jen zlom velenický, a to ještě jen jeho jižní část (Valečka, Čech, Pražák 1988).

Faciální změny jsou různě rychlé: nejbližší k lužické poruše proběhly v teplickém a bělohorském, dále od této poruchy v březenském a posléze v jizerském souvrství.

Báze bělohorského souvrství a teplické souvrství tak mají na převážné části území funkce izolátorů, čímž dávají základ vytvoření třech základních kolektorů:

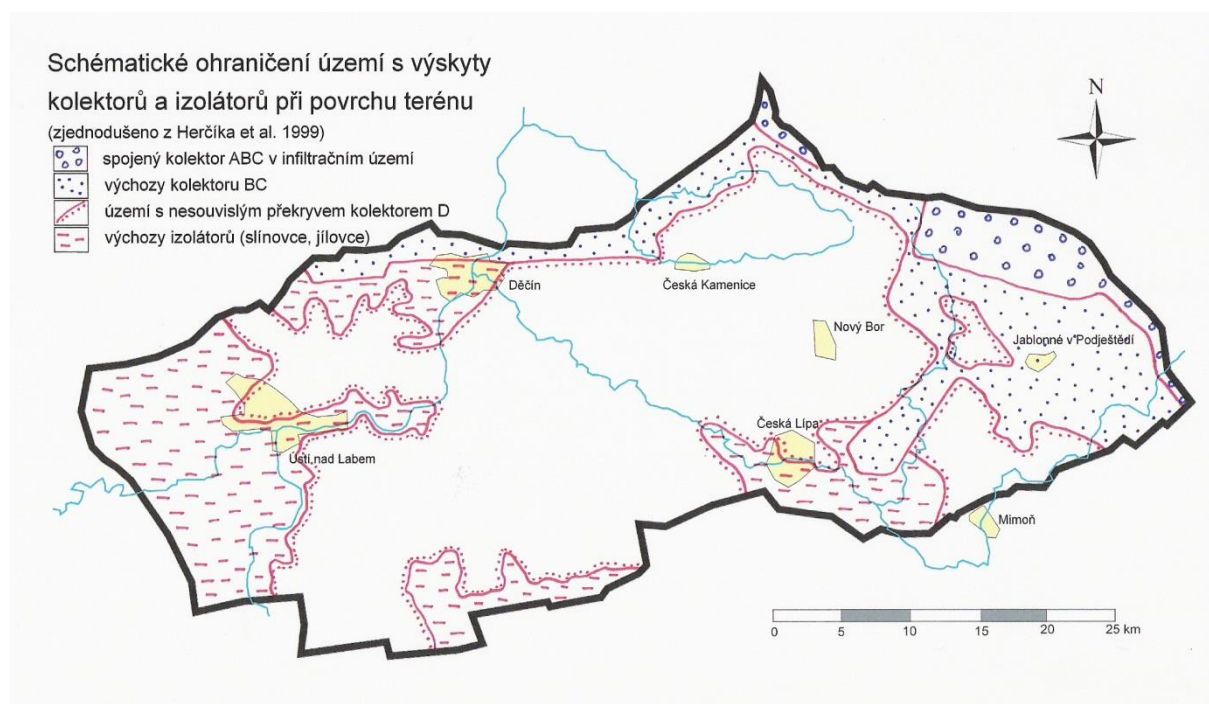
- bazálního (označený podle Herčíka et al. 1987 A, v západní části AB, a označovaný též jako bazální křídový kolektor BKK), který se vytváří v prostředí perucko-korycanského souvrství (A), případně na JZ i bělohorského souvrství
- hlavního - BC, též jako hlavní (také střední) křídový kolektor HKK, který je vázán na bělohorské (B) a jizerské souvrství (C)
- svrchního (D), který nacházíme v březenském, případně merboltickém souvrství.

Ve v. okolí Ústí nad Labem již došlo do té míry k faciální změně křídových sedimentů, že slínovce tvoří souvislý izolátorský komplex v nadloží bazálního křídového kolektoru (BKK) o několikasetmetrové mocnosti. Ve slínovcovém vývoji je ve většině území spodní část bělohorského souvrství, naopak bazální křídový kolektor má v celém území psamitický vývoj. Tato práce se prioritně týká bazálního a hlavního kolektoru, které jsou také takto v celé práci nazývány (s výjimkou některých přebíraných údajů), aby se předešlo komplikacím s kolísáním jejich písmenného vyjadřování. A navíc z pohledu proudění podzemní vody je zřejmé, že primární je geometrické vymezení těchto tří kolektorů, bez ohledu na jejich stratigrafickou pozici.

V protikladu k uvedeným regionálně se projevujícím litofaciální změnám ve směru od SV k JZ je v nejzápadnější části zvodněného systému, tj. na Teplicku a Ústecku, celé bělohorské souvrství vyvinuto jako pískovce a spolu s pískovci korycanského souvrství zde vytváří hydraulicky jednotný bazální křídový kolektor. Tento anomální vývoj bělohorského souvrství je důsledkem přínosu hrubšího materiálu z mostecko-teplické elevace, která v době sedimentace tohoto souvrství představovala obnaženou pevninu ve svrchnokřídovém moři. Rozšíření bělohorských pískovců k V od uvedené elevace dosahuje přibližně ke spojnici Libouchec - v. okraj Ústí nad Labem a dále k J zhruba podél toku Labe k Dolním Záležlům až k litochovickému zlomu (viz obr. 2.2.). K západu a JZ od v. okraje teplického ryolitu, kde probíhá západní hranice benešovsko-ústeckého zvodněného systému, pokračuje bělohorské souvrství pouze nesouvisle, v podstatně menší mocnosti a většinou také v odlišném vývoji v sousední bílinské hydrogeologické oblasti.

V přízdrojovém areálu při lužické poruše tedy vytvářejí pískovce různých křídových souvrství jediný spojený kolektor o mocnosti mnoha set metrů (příloha 1.1.), Herčíkem et al. (1999) označovaný jako kolektor ABC. Přes mimořádnou mocnost je transmisivita tohoto spojeného kolektoru poměrně nižší než by bylo možné očekávat (více viz kap. 3). Příčinou je zřejmě vedle nižšího stupně vytřídění sedimentů (daného krátkou trasou transportu) také hydrogeologická pozice území v zóně infiltrace. Dále k Z tvoří spodní část bělohorského souvrství v peltickém vývoji bazálnímu křídovému kolektoru stropní izolátor. Pokud nedošlo k větším vertikálním posunům podél zlomů, odděluje tento izolátor bazální křídový kolektor od nadložního hlavního křídového kolektoru HKK (tvořeného převážně jizerským souvrstvím). Na Teplicku a Ústecku, kde jsou již všechna mladší křídová souvrství vyvinuta jako slínovce, je bazální křídový kolektor BKK perucko-korycanského a bělohorského souvrství oddělen od povrchu až několik set metrů mocným účinným izolátorem, který způsobuje významnou

napjatost hladiny bazální křídové zvodně a významně brání drenáži vod tohoto hlubokého pánevního oběhu. Výskyt kolektorských a izolátorských hornin při povrchu je uveden na obr. 2.5.



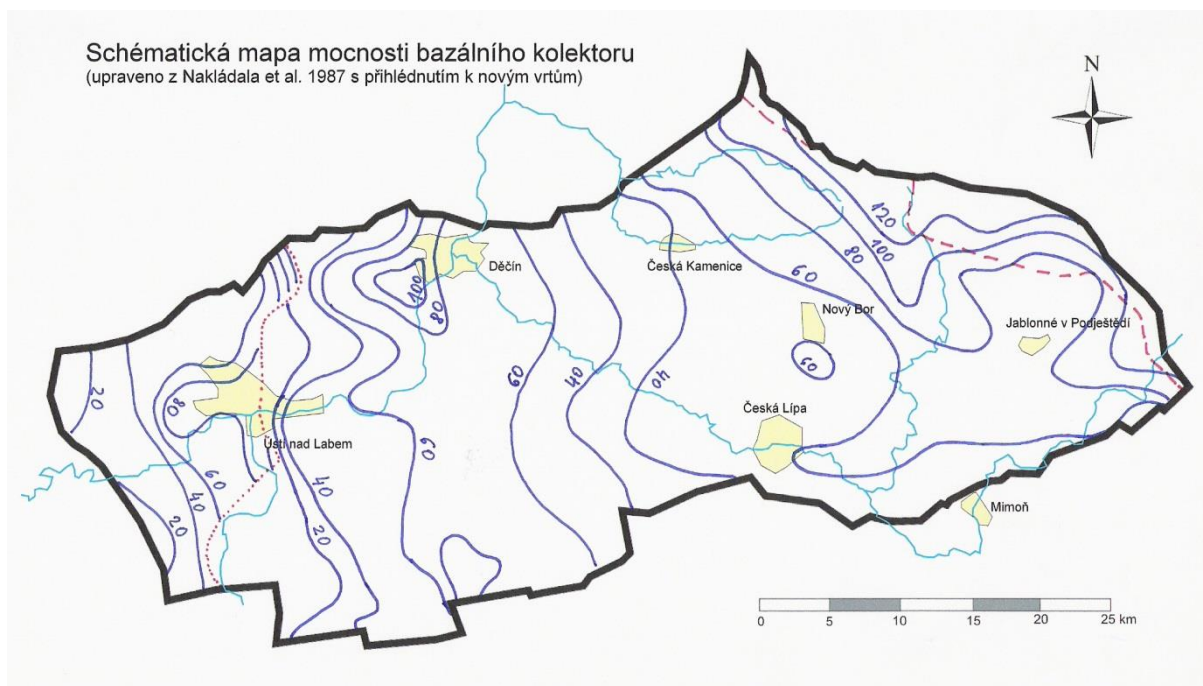
Obr. 2.5. Schématické ohraničení území s výskyty kolektorů a izolátorů při povrchu terénu (zjednodušeno z Herčíka et al. 1999).

2.3.1. Bazální křídový kolektor

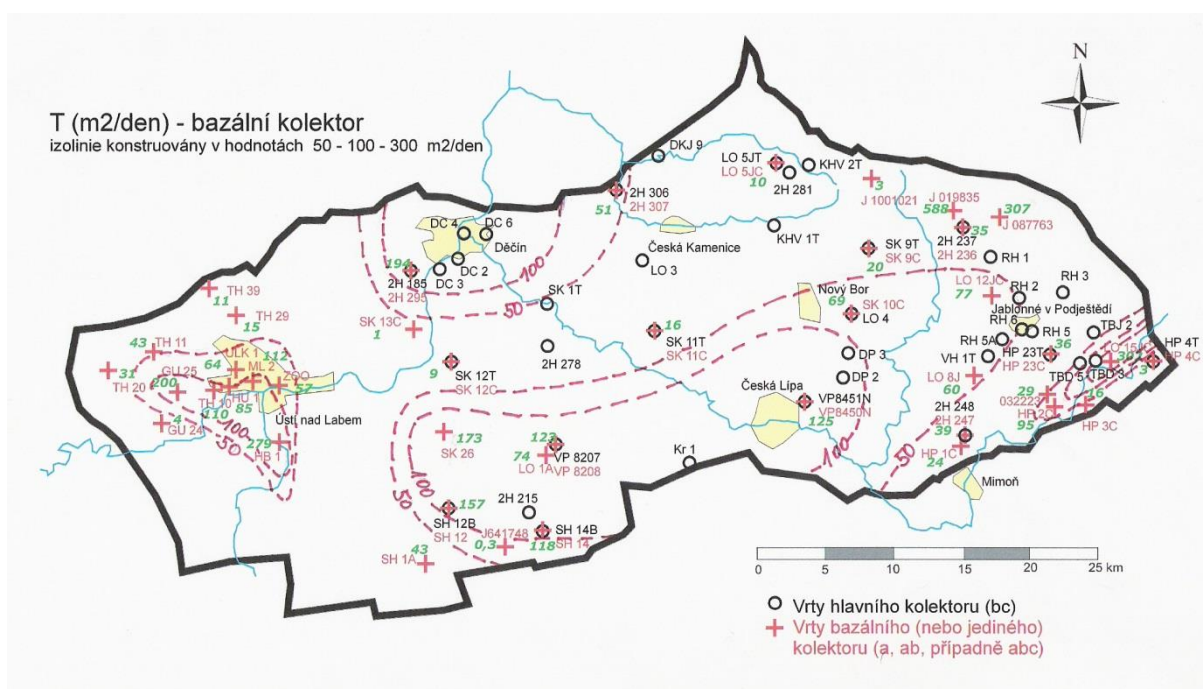
Bazální křídový kolektor se vyskytuje v celé ploše území v perucko-korycanském souvrství, v jz. části i v pískovcovém vývoji spodní části bělohorského souvrství. Mocnost bazálního křídového kolektoru obvykle kolísá v rozmezí 30-70 m. Maximální mocnosti se pohybují až kolem 100 (130) m jednak v blízkosti lužické poruchy (kde vlivem vymizení izolátorských poloh sed porpuje i s nadložními kolektory do jednotného zvodněného propustného komplexu pískovcových poloh s mocností až 750 m), jednak na Děčínsku v drenážní oblasti (, a pak i na Ústecku, kde se však k původnímu kolektoru A připojuje i nadložní B. Značný pokles mocnosti bazálního kolektoru až k jeho absenci je charakteristický pro blízké okolí či samotný prostor elevací: litoměřicko-maršovicko-bezdězské podél j. hranice zvodněného systému a mostecko-teplické na JZ. Plošná představa o mocnosti bazálního kolektoru poskytuje obr. 2.6. Izolinie se vesměs shodují s představou Nakládala et al. (1987), zásadní změnu lokálního charakteru ale přináší vrt 2H 295 Vilsnice u Děčína. Dosavadní prozatímně přijímaná strukturní interpretace zastiženého litologického profilu znamená, že vrt zastihl nejmocnější polohu bazálního cenomanského kolektoru v celém území – až 157 m, tzn. o cca 70 m více než činily dosavadní představy. O zhruba tutéž hodnotu bude nutno posunout úroveň báze bazálního kolektoru (až na -290 m n.m.). Zjištěná anomálie má nejpravděpodobněji tektonickou příčinu. Protože diskuse kolem litostratigrafické interpretace vrtu na půdě ČGS ještě nebyly uzavřeny, v mapě byl tento prostor doplněn o další izolinii 100 m s tím, že je to pouze neúplný náznak faktu významného prohloubení cenomanského sedimentačního prostoru v těchto místech.

Z hydrogeologických řezů v příloze 1 vyplývá jeden zásadní aspekt v chápání významu předkřídového podloží, a to přiřazení jeho přípovrchové části k bazálnímu kolektoru a využití této přípovrchové části k regionálnímu proudění (vedení proudnic), zvláště v místech zlomových struktur a vertikálních posunů ker. Jak je totiž mnohými autory diskutováno (Čadek et al. 1968, Hazdrová 1971 aj.), navětralá část křídového podloží je rozpukaná a její propustnostní charakteristiky se tak mohou blížit puklinové propustnosti bazálních křídových pískovců. Byť lze očekávat, že by rozdíly v propustnosti obou těchto prostředí být přece jen mohly, nebudou to rozdíly řádové. Je proto možné pracovat s touto hypotézou jako pracovní a diskutní. Pokud bychom totiž striktně trvali na požadavku nepropustnosti a izolační funkci předkřídového podloží vůči bazálnímu kolektoru, vznikl by těžko řešitelný problém snížení průtočných profilů na tektonických stycích posunutých ker. Názorné je to zvláště na řezu č. 1 v příloze 1, kde např. na kamenickošenovském zlomu nastává takové snížení průtočného profilu, že si nelze představit, že podzemní voda nevyužije prostředí podložních hornin, případně částečně i tektonicky porušených hornin nadložního izolátoru. Hodnocení o mocnosti propustnější zóny předkřídového podkladu by bylo v dané chvíli čistou spekulací, naznačené vedení proudnic budiž proto chápáno jako určitá obecná představa přístupu k věci a jako základ pro další diskusi.

Představu o transmisivitě a propustnosti hornin bazálního kolektoru podávají obr 2.7 a 2.8, konkrétní hodnoty parametrů T (koeficient transmisivity) a k (koeficient hydraulické vodivosti) jsou uvedeny v tabulce 2.1. Vyjádření plošné distribuce těchto základních hydraulických parametrů ve formě izolinií bylo provedeno přes zřejmou problematičnost tohoto kroku, především kvůli poměrně řídké síti bodů s údaji a velké variabilitě výsledků odrážející nepochybně vysoký stupeň heterogenity zkoumaného prostředí (vliv dvojité průlinově-puklinové porozity). Právě proto jsou izoliny naznačeny jen čárkovane. Rigoróznější je jistě vyjít z hodnocení bodových hodnot, které jsou v mapkách také zobrazeny; jejich spojení izoliniemi však přesto může poskytnout užitečné informace o vlastnostech prostředí. Na druhou stranu je třeba uvést, že vrtý s nespolehlivými údaji byly z hodnocení na základě četných konzultací vyraženy, takže diskutované údaje mají mnohem vyšší míru spolehlivosti než původní soubor více než dvojnásobku vrtů.



Obr. 2.6. Schématická mapa mocnosti bazálního kolektoru (upraveno z nakládala et al. 1987 s přihlédnutím k údajům z nových vrtů). Tečkovaná červená linie znamená západní hranici vyklínění izolátoru mezi bazálníma hlavním kolektorem a tedy faktické spojení kolektoru A a B, které jsou na Z od této linie již počítány společně. Čárkovaná červená linie ve východní části území znamená východní hranici vyklínění izolátoru mezi bazálním a hlavním kolektorem a jejich propojení v infiltrační oblasti do společného kolektoru ABC.



Obr. 2.7. Transmisivita bazálního kolektoru v m²/den a naznačení její plošné distribuce

Tab. 2.1. Základní hydraulické parametry (vybrané archivní vrt y a nové vrtvy ISPA) – bazální kolektor. Zdroje dat: Archiv ČGS -Geofondu, archiv ČHMÚ, osobní archiv RNDr. V. Nakládala

<i>Označení vrtu</i>	<i>Lokalita</i>	<i>k (m/s)</i>	<i>T (m²/s)</i>	<i>k (m/den)</i>	<i>T (m²/den)</i>
032223	Dubnice pod Ralskem	8.10E-06	3.40E-04	0.700	29.376
2H 236	Juliovka	4.45E-06	4.00E-04	0.384	34.560
2H247	Pertoltice	1.12E-05	4.46E-04	0.968	38.534
2H295	Vilsnice	1.69E-05	2.25E-03	1.460	194.400
2H307	Lužná-Srbská Kamenice	8.43E-05	5.90E-04	7.284	50.976
GÚ 24	Lochočice	9.60E-07	5.00E-05	0.083	4.320
GÚ 25	Tuchomyšl	2.37E-05	2.32E-03	2.048	200.448
HB 1	Brná nad Labem	3.28E-05	3.23E-03	2.834	279.072
HP 1C	Pertoltice pod Ralskem	9.25E-06	2.80E-04	0.799	24.192
HP 23C	Valdov	5.20E-06	4.20E-04	0.449	36.288
HP 2C	Dubnice pod Ralskem	1.80E-05	1.10E-03	1.555	95.040
HP 3C	Hamr na Jezeře	4.00E-06	1.80E-04	0.346	15.552
HP 4C	Zdislava	3.90E-07	3.90E-05	0.034	3.370
HU 1	Ústí nad Labem	1.20E-05	9.80E-04	1.037	84.672
J 019835	Dolní Světlá	1.80E-05	6.80E-03	1.555	587.520
J 087763	Krompach	1.00E-05	3.55E-03	0.864	306.720
J 1001021	Jiřetín pod Jedlovou	1.00E-06	3.20E-05	0.086	2.765
J 641748	Zimoř	9.52E-06	4.00E-06	0.823	0.346
LO 12JC	Jablonné	1.20E-05	8.90E-04	1.037	76.896
Lo 15JC	Žibřidice	7.30E-05	3.50E-03	6.307	302.400
LO 1A	Brusov	1.90E-05	8.60E-04	1.642	74.304
Lo 5JC	Krásné Pole	1.30E-06	1.20E-04	0.112	10.368
LO 8J	Brniště	8.00E-06	6.90E-04	0.691	59.616
ML 2	Ústí nad Labem	3.82E-05	1.30E-03	3.300	112.320
SH 12	Třebušín	1.10E-05	1.82E-03	0.950	157.248
SH 14	Habřina	1.69E-05	1.36E-03	1.460	117.504
SH 1A	Býčkovice	1.20E-05	5.00E-04	1.037	43.200
SK 10C	Radvanec	2.00E-05	8.00E-04	1.728	69.120
SK 11C	Žandov	4.70E-06	1.80E-04	0.406	15.552
SK 12C	Těchlovice	8.30E-07	1.00E-04	0.072	8.640
SK 13C	Prosetín	2.70E-07	1.70E-05	0.023	1.469
SK 26	Zubrnice	8.80E-06	2.00E-03	0.760	172.800
SK 9C	Svor	2.40E-06	2.30E-04	0.207	19.872
TH 10	Předlice	1.89E-05	1.27E-03	1.633	109.728
TH 11	Chabařovice	1.00E-05	5.00E-04	0.864	43.200
TH 20	Modlany	2.60E-05	3.60E-04	2.246	31.104
TH 29	Strážky	2.45E-06	1.79E-04	0.212	15.466
TH 39	Telnice	1.50E-06	1.29E-04	0.130	11.146
ULK 1	Klíše	8.18E-06	7.36E-04	0.707	63.590
VP8208N	Držovice (Brusov)	2.37E-05	1.42E-03	2.048	122.688
VP8450N	Česká Lípa	2.90E-05	1.45E-03	2.506	125.280
ZOO	Ústí nad Labem	9.40E-06	6.60E-04	0.812	57.024

Převládající transmisivita bazálního kolektoru generelně klesá od SV k JZ a Z v souladu s poklesem obsahu jeho písčité složky. Dosahuje obvykle více desítek m^2/d s běžnými maximy kolem $200 \text{ m}^2/\text{d}$ (a extrémy kolem $500 \text{ m}^2/\text{den}$). Na Ústecku uvádí Hazdrová et al. (1980) převládající transmisivitu v intervalu $4\text{--}154 \text{ m}^2/\text{d}$, naznačující značnou variabilitu prostředí a nelišící se řádově od zjištěných hodnot v této práci. Tato variabilita jistě souvisí s variabilním litologickým složením a často určujícím vlivem tektonických struktur.

Zajímavé srovnání poskytují základní statistické parametry transmisivity (v m^2/den) z celého bilančního celku 3 (Nakládal et al. 1987), který zahrnuje vedle zakleslé středohorské kry i jetřichovickou antiklinálu na S a zbytek hydrogeologického rajonu 4640 na JV, s hodnotami z vybraných vrtů zpracovávaného území, viz Tab. 2.2.

Tab. 2.2. Základní statistické parametry koeficientu transmisivity T (m^2/den) bazálního kolektoru a jejich srovnání s hodnotami celého bilančního celku bc3

parametr	Bazální kolektor bc3	Bazální kolektor zájmové území
N (počet vrtů)	40	42
Max. hodnota	820	588
Min. hodnota	1,0	0,4
Průměr	74,8	90,7
Směrodatná odchylka	121,8	76,8
Medián	60,5	54

Ve zpracovávaném území byl zaznamenán menší rozptyl dat, bazální kolektor středohorské kry se ukázal jako mírně propustnější. Medián ukazující na střední hodnotu souborů je u bazálního kolektoru nižší než průměr (tzn. že v průměru se odrážejí významně vyšší extrémní hodnoty). Podobná situace je i u celého bilančního celku 3, byť je medián průměru blíže. Je však třeba uvést, pracovat s průměrnými hodnotami se neukazuje v prostředí s dvojitou porozitou jako vhodné, protože pro proudění podzemní vody jsou mnohem podstatnější zóny, polohy a cesty s vyššími, případně až extrémními hodnotami T , a tyto hodnoty tak ovlivňují celkový charakter režimu podzemních vod celé struktury. Podobná situace je zaznamenána u bazálního kolektoru v parametru hydraulické vodivosti k (tab. 2.1., 2.3. a obr. 2.8.)

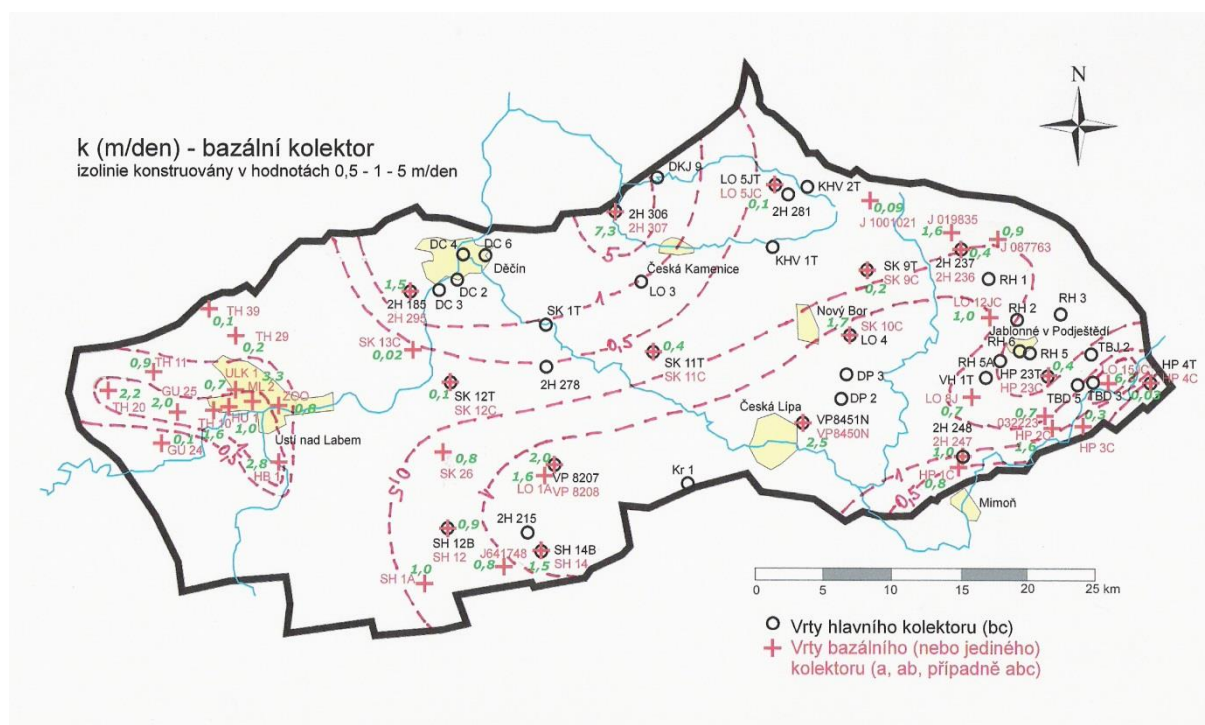
Tab. 2.3. Základní statistické parametry koeficientu hydraulické vodivosti k (m/den) bazálního kolektoru

parametr	k (m/den)
N (počet vrtů)	42
Max. hodnota	7,3
Min. hodnota	0,02
Průměr	1,3
Směrodatná odchylka	0,96
Medián	0,86

Medián opět vychází níže než průměr, tzn. že průměr je výrazně ovlivňován vyššími extrémy. Z plošné distribuce hydraulické vodivosti bazálního kolektoru vyplývá značná podobnost s plošnou distribucí transmisivity – v podélném směru lze rozeznat pruh snížené propustnosti v parametrech T i k táhnoucí se od Kytlice přes Žandov a Těchlovice na Libouchec. Další úzký pruh výrazně nižší propustnosti se rýsuje těsně podél strážského zlomu, a to jak u k , tak T . Naopak vyšší propustnosti (a průtočnosti) jsou zaznamenány v oblasti Děčína (vrt 2H 307

s nejvyšší vodivostí 7,3 m/den) a Ústecka (T na vrtu HB1 až 279 m²/den), částečně i Českolipska, a pak v oblasti spojeného písčitého vývoje kolektoru ABC při lužické poruše (je však otázka, do jaké míry tyto hodnoty neodrážejí celý spojený horninový sled v pískovcovém vývoji v této oblasti – zvláště u transmisivity extrémní hodnoty vrtů J019835 a J087763 nebyly zahrnuty do konstrukce izolinií).

Z hlediska metodického přístupu je třeba upozornit na fakt, že koeficient hydraulické vodivosti je obvykle stanovován až sekundárně, z hydrodynamických zkoušek je počítán koeficient transmisivity – z tohoto důvodu je zřejmé, že hodnoty transmisivity je třeba považovat za reprezentativnější a v další práci s daty je preferovat.



Obr. 2.8. Hydraulická vodivost bazálního kolektoru k (m/den) a naznačení její plošné distribuce

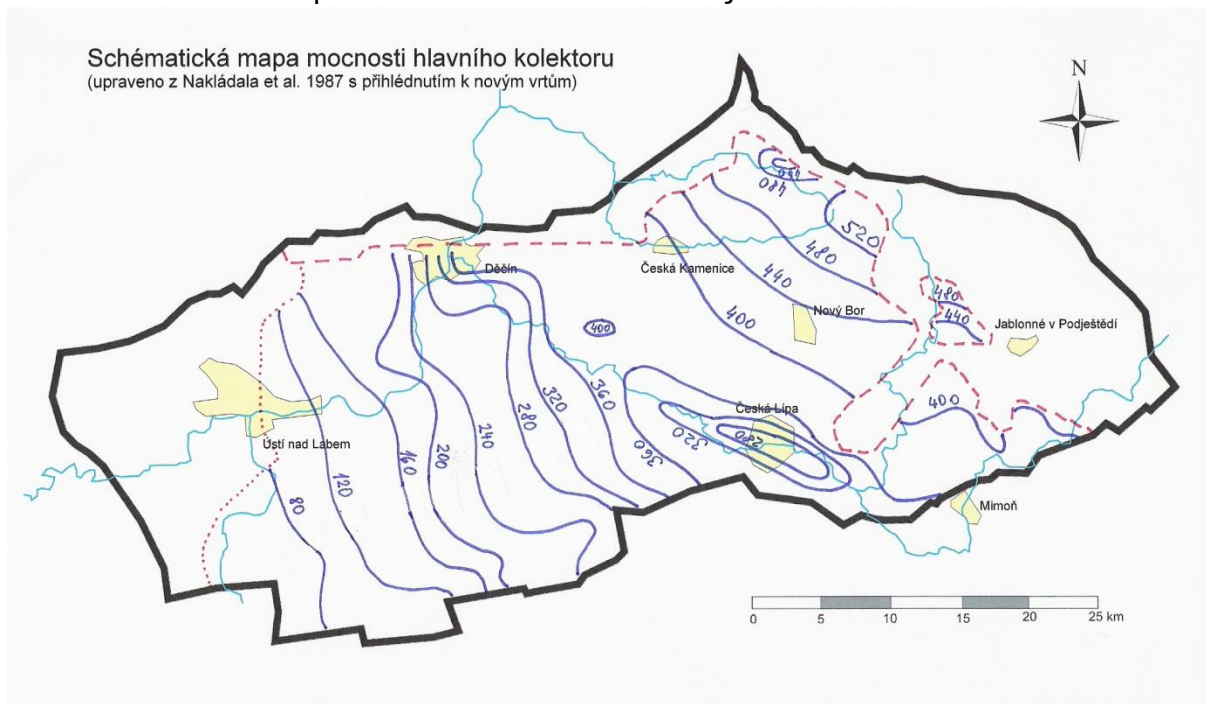
2.3.2. Hlavní křídový kolektor

Hlavní (střední) křídový kolektor, představovaný především pískovci jizerského souvrství a svrchní části bělohorského souvrství (označovaný ve smyslu Herčíka et al. 1999 jako BC), a zčásti též dalšími křídovými souvrstvími v pískovcovém vývoji, je nejmocnější a vodohospodářsky nejdůležitějším kolektorem celé české křídové pánve. Od přízdrojového areálu dále k ZJZ vytváří hlavní kolektor jediné těleso, byť se zmenšující se mocností. Ve stejném směru dochází k poměrně rychlým faciálním změnám většiny březenského a zejména teplického souvrství z pískovců v slínovce, takže v nadloží středního kolektoru se ve značné části struktury postupně vytváří mocný nadložní izolátor. Západně od spojnice Děčín-Úštěk je také střední kolektor rozdělen vkládajícími se izolátory na méně mocné dílčí kolektory (a současně vyklíňuje izolační funkce spodnoturonských vrstev bělohorského souvrství mezi bazálním a hlavním kolektorem). Nakládal et al. (1987) stanovil orientační linii na spojnici Děčín – Úštěk (viz čárkovaná linie na obr. 2.2.), za níž směrem na západ spodnoturonský slínovcový izolátor sice ještě litologicky existuje, ale vzhledem k jeho malé mocnosti a poměrně intenzivnímu rozpukání je jeho izolační funkce sporná. V oblasti mezi

Děčínem a Ústí nad Labem tedy formálně existuje jak bazální, tak hlavní kolektor (a to až po linii Libouchec – Ústí nad Labem – Libochovice), hydraulicky se však většinou chovají stejně, protože jsou víceméně propojené. V tomto prostoru končí také postupně psamitický litofaciální vývoj jizerského souvrství (jeho nejzápadnější výskyt v pískovcovém vývoji je dán tečkovanou linií na obr. 2.2.). V jz. části zájmového území je tak celé jizerské souvrství vyvinuto jako slínovcové komplex (byť v něm lze občas nalézt několik podružných a málo mocných pískovcových poloh – viz karotážní profily v příloze 3, ty však z regionálně hydrogeologického pohledu nemají valný význam), a spolu s teplickým a březenským souvrstvím vytváří jediný mocný izolátor v nadloží bazálního křídového kolektoru AB sestávajícího z perucko-korycanských vrstev (A) a spodní části bělohorského souvrství v psamitickém vývoji (B).

Mocný spojený kolektor, zahrnující kromě jizerského také obě podložní souvrství (bělohorské a perucko-korycanské) v pískovcovém vývoji (ABC), se nachází nejen v přízdrojovém areálu podél lužické poruchy na východě území, ale také na severu v povodích dolní Kamenice a Křinice (rajon 4660).

Mocnost středního kolektoru kolísá v širokých mezích od cca 500 m na SV v okolí lužické poruchy, popř. až od více než 700 m v případě spojeného kolektoru ABC v přízdrojovém areálu, až po jeho úplné vyklínění podél spojnice Libouchec - Ústí nad Labem - Litochovice. Uvedené maximální mocnosti představují vůbec největší mocnosti kolektorských hornin v Česku. Schématická mapa mocnosti hlavního kolektoru je uvedena v obr. 2. 9.



Obr. 2.9. Schématická mapa mocnosti hlavního kolektoru (upraveno z Nakládala et al. 1987 s přihlédnutím k novým vrtům). V jz. části území (červeně tečkovaná čára není vyvinut izolátor mezi bazálním a hlavním kolektorem, podstatné části hlavního kolektoru vyklínují a jeho zbytky (především spodní část bělohorského souvrství v netypickém pískovcovém vývoji) se spojuje s kolektorem A do nově chápaného bazálního kolektoru AB. Čárkovaná červená linie ohraničuje území hlavního kolektoru zakrytého nadložním izolátorem (potažmo na s. a v. okraji vymezuje území obnaženého hlavního kolektoru při povrchu). V území, kde je hlavní kolektor obnažen, je zachován v neúplné mocnosti, navíc se v něm vyskytuje volná hladina podzemní vody. Izolinie mocnosti (tedy úplné mocnosti) kolektoru jsou proto zkonstruovány jen v oblasti zakrytého hlavního kolektoru.

Rozdíl oproti původní mapě uváděné Nakládačem et al. (1987) nastává především v oblasti

České Lípy, kde zvláštní protažená struktura se sníženou mocností hlavního kolektoru nejenže byla novými vrty (především VP 8450N a VP8451N, částečně ale i vrtem 2H278) potvrzena, ale bylo zjištěno ještě výraznější snížení mocnosti, cca o 50-60 m (na Českolipsku tedy 250-270 m, a na Z kolem Valteřic cca 312 m) , což se projevuje i v úrovni báze hlavního kolektoru, která se na Českolipsku zvedá až na -171 m n.m. (VP 8451N).

Hydraulické parametry (T , k) byly využity celkem ze 40 vrtů, které byly vybrány z více než dvojnásobku vrtů, které byly k dispozici, především podle charakteru vystrojení a pozice vrtů, aby data, se kterými bude dále pracováno, byla co nejvěrohodnější (tab. 2.4.)

Tab. 2.4. Základní hydraulické parametry (vybrané archivní vrt y a nové vrty ISPA) – hlavní kolektor. Zdroje dat: Archiv ČGS -Geofondu, archiv ČHMÚ, osobní archiv RNDr. V. Nakládal

<i>Označení vrtu</i>	<i>Lokalita</i>	<i>k (m/s)</i>	<i>T (m²/s)</i>	<i>k (m/den)</i>	<i>T (m²/den)</i>
2H185	Vilsnice	1.10E-05	5.52E-04	0.950	47.693
2H215	Habřina	8.27E-06	7.69E-04	0.715	66.442
2H237	Juliovka	2.57E-05	7.71E-03	2.220	666.144
2H248	Pertoltice	1.05E-05	2.73E-03	0.907	235.872
2H278	Valteřice	1.59E-05	3.98E-03	1.374	343.872
2H281	Krásné Pole	5.47E-05	2.46E-03	4.726	212.544
2H306	Lužná - Srbská Kamenice	1.48E-04	7.42E-03	12.787	641.088
DC 2	Děčín	1.00E-05	3.00E-03	0.864	259.200
DC 3	Děčín	1.00E-05	2.60E-03	0.864	224.640
DC 4	Děčín	2.40E-05	7.40E-03	2.074	639.360
DC 6	Děčín	3.70E-05	6.90E-03	3.197	596.160
DKJ 9	Jetřichovice u Děčína	6.50E-05	1.51E-02	5.616	1304.640
DP 2	Malý Bor	1.50E-05	2.73E-03	1.296	235.872
DP3	Pihel	1.96E-05	3.70E-03	1.693	319.680
HP 23T	Valdov	7.70E-05	7.30E-03	6.653	630.720
HP 4T	Zdislava	7.00E-06	1.20E-03	0.605	103.680
KHV 1T	Kytlice	2.50E-07	1.15E-05	0.022	0.994
KHV 2T	Horní Chříbská	2.00E-06	7.10E-04	0.173	61.344
Kr 1	Kravaře	2.10E-05	8.60E-04	1.814	74.304
LO 3	Veselé	3.10E-05	2.20E-03	2.678	190.080
LO 4	Radvanec	2.30E-05	4.60E-04	1.987	39.744
LO 5JT	Krásné Pole	7.20E-05	2.60E-02	6.221	2246.400
RH 1	Heřmanice	2.80E-05	3.80E-03	2.419	328.320
RH 2	Lada	6.80E-06	1.40E-03	0.588	120.960
RH 3	Valdov	2.00E-05	4.60E-03	1.728	397.440
RH 5	Valdov	3.10E-04	4.40E-03	26.784	380.160
RH 5A	Velký Valtínov	3.22E-05	5.00E-03	2.782	432.000
RH 6	Jablonné v Podještědí	1.96E-05	3.00E-03	1.693	259.200
SH 12B	Třebuřín	4.40E-08	2.70E-06	0.004	0.233
SH 14B	Habřina	5.80E-06	5.80E-04	0.501	50.112
SK 11T	Žandov	2.80E-05	1.10E-05	2.419	0.950
SK 12T	Těchlovice	1.10E-06	1.00E-04	0.095	8.640
SK 1T	Benešov nad Ploučnicí	8.50E-06	3.80E-03	0.734	328.320
SK 9T	Svor	1.60E-05	5.20E-03	1.382	449.280
TBD 3	Dubnice	2.20E-05	7.20E-03	1.901	622.080
TBD 5	Dubnice	2.30E-05	5.80E-03	1.987	501.120

TBJ 2	Janovice	1.70E-05	5.80E-03	1.469	501.120
VH 1T	Velký Valtínov	7.60E-05	2.20E-02	6.566	1900.800
VP8207N	Držovice (Brusov)	1.14E-05	2.05E-03	0.985	177.120
VP8451N	Česká Lípa	2.80E-05	3.92E-03	2.419	338.688

Pokud jde o transmisivitu, s výjimkou několika relativně nižších hodnot v přízdrojovém areálu, lze v důsledku nárůstu prachovité a jílovité složky v pískovcích a poklesu celkové mocnosti kolektorů sledovat všeobecný pokles hodnot od mnoha set až více tisíc m^2/d na SV po obvyklých více desítek m^2/d s maximy kolem 200 m^2/d na JZ a SZ, v blízkosti vyklínění středního kolektoru. Plošná distribuce hodnot T v zájmovém území je vidět na obr. 2.10, ve kterém je i naznačeno vedení izolinií stejných hodnot transmisivity.

Transmisivita byla stejně jako u bazálního kolektoru vyjádřena v základních statistických parametrech a porovnána s hodnotami celého bilančního celku bc3 (tab. 2.5.).

Tab. 2.5. Základní statistické parametry koeficientu transmisivity T (m^2/den) bazálního kolektoru a jejich srovnání s hodnotami celého bilančního celku bc3

parametr	Hlavní kolektor bc3	Hlavní kolektor zájmové území
N (počet vrtů)	231	41
Max. hodnota	6653	2246
Min. hodnota	0,02	0,12
Průměr	448,3	403,3
Směrodatná odchylka	619,4	300
Medián	232,2	319,68

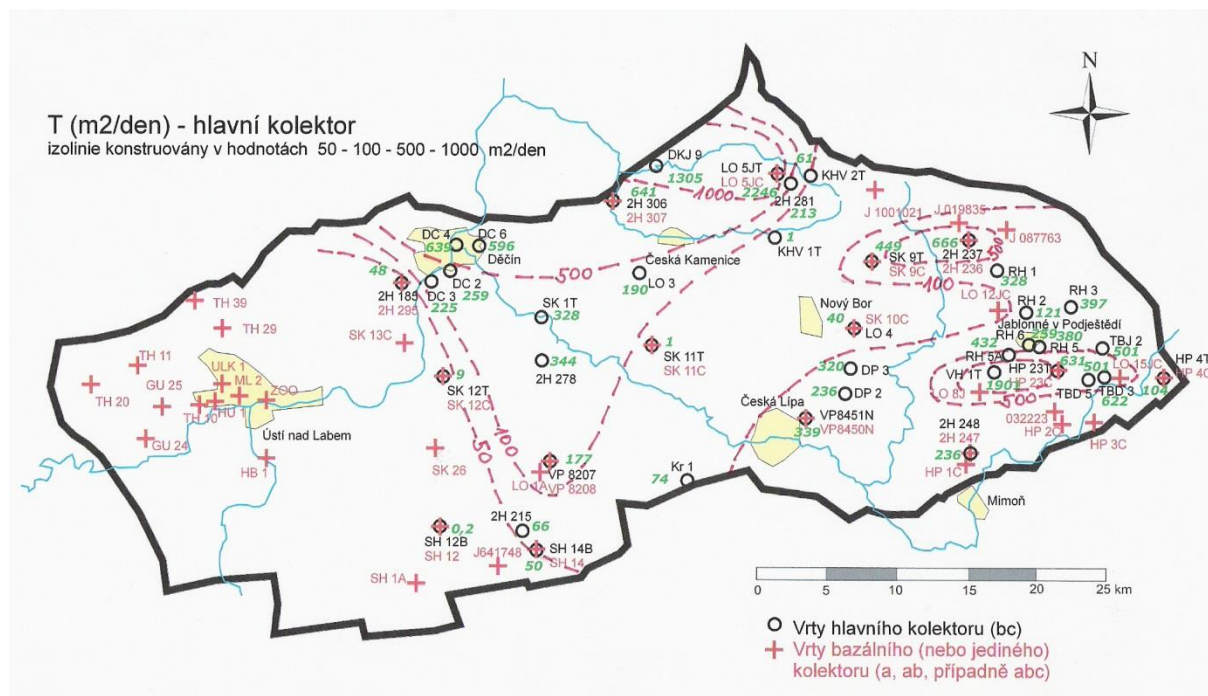
Výrazný rozdíl v počtu zpracovávaných vrtů hlavního kolektoru je dán absencí území s extrémně velkou prozkoumaností v užším zpracovávaném území (oblast Děčínského Sněžníku, území dolní Kamenice a Křinice, oblast strážského bloku s těžebními aktivitami). Ve zpracovávaném území byl zaznamenán významně menší rozptyl dat, hlavní kolektor má propustnost trochu nižší než je průměr celého bilančního celku. Medián je blíže k průměru a je nižší než průměr, tzn. že průměr je ovlivňován vyššími extrémními hodnotami. Přesto ale je třeba podotknout tak jako u bazálního kolektoru, hlavní význam pro proudění podzemní vody mají cesty s vysokými hodnotami průtočnosti (obrovská diference T mezi průměrem a maximální hodnotou) a uvažování v rámci průměrných hodnot by tak mohlo způsobit významné zkreslení skutečného stavu věcí. V tomto smyslu je třeba souhlasit s Krásným (1976), že rozdělení hodnot v takto heterogenním prostředí má spíše blíže k rozdělení lognormálnímu než rozdělení normálnímu.

Významně nižší variabilita propustnosti byla zjištěna v parametru k (m/den) hlavního kolektoru – tab. 2.6.

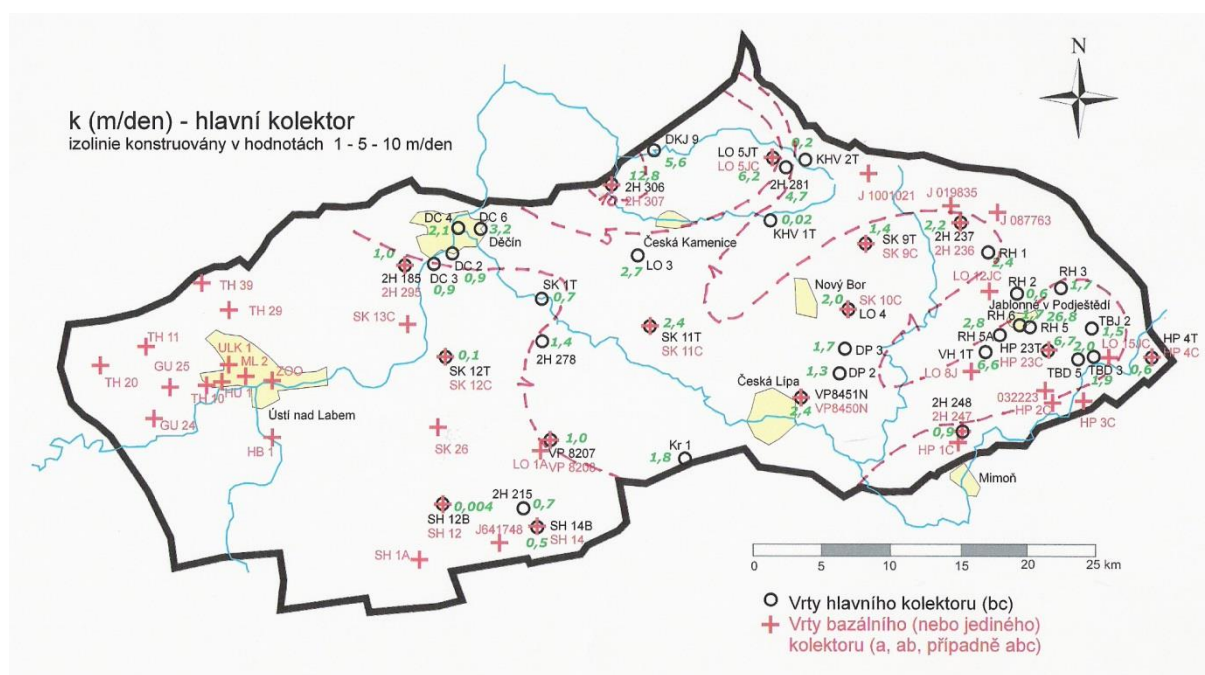
Tab. 2.6. Základní statistické parametry koeficientu hydraulické vodivosti k (m/den) bazálního kolektoru

parametr	
N (počet vrtů)	41
Max. hodnota	26,8
Min. hodnota	3.10 E-08 m/s
Průměr	2,9
Směrodatná odchylka	2,4
Medián	1,7

I v tomto parametru se ukazuje, že průměr je ovlivněn krajními max. hodnotami. Z plošné distribuce hodnot průtočnosti (obr. 2.10.) a hydraulické vodivosti (obr. 2.11) vyplývá, že nejvyšší hodnoty transmisivity i hydraulické vodivosti jsou soustředěny v povodí Kamenice 2H306, DKJ9), případně na Děčínsku (DC4, DC6), další zónou vyšších vodivosti je oblast jižně od Jablonného (VH1T, HP23T a RH5, který má vůbec nejvyšší zjištěnou hydraulickou vodivost). S touto situací celkem koresponduje i plošná distribuce transmisivity (kladné anomálie soustředěny na Děčínsko a Kamenicko (maximum ve vrtu LO5 JT) a jižně Jablonného (ve vrtu VH 1T přes 1900 m²/den), a také území severně od Úštěka se zdá být zónou zvýšených hodnot – zvláště transmisivity ve vrtu 2H215 s 66 m²/den je výrazně vyšší, a i hydraulické vodivosti napovídají mírně zvýšeným hodnotám v této oblasti. Zóna vyšších hodnot transmisivity je vázána i na centrální část benešovské synklinály – pruh od Děčína přes Benešov na Brusov). Regionální dosah kladné anomálie u Brusova a okolí je však sporný – na druhou stranu ale není možné si nepovšimnout zóny odtoku vod hlavního kolektoru právě tímto územím přes systém středohorských zlomů mimo hodnocené území do litoměřické drenážní oblasti. Vyšší hodnoty průtočnosti i vodivosti drenážních cest by byly s tímto faktem plně v souladu.



Obr. 2.10. Transmisivita hlavního kolektoru v m²/den a naznačení její plošné distribuce



Obr. 2.11. Hydraulická vodivost hlavního kolektoru a naznačení její plošné distribuce

Jetelová (1975) uvádí regionální hodnoty některých hydraulických parametrů pro povodí Ploučnice a Kamenice (tab. 2.7.). Cenné jsou zvláště stanovené hodnoty účinné porovitosti (potřebné pro výpočet přírodních zásob) a hodnoty vodivosti spodnoturonského slínovcového izolátoru.

Tab. 2.7. Základní regionální hydraulické parametry povodí Ploučnice a povodí Kamenice (Jetelová 1975)

parametr	Bazální kolektor	Hlavní kolektor
k (m/den)	0.8	2.2
k (m/den)		8.6E-04 (spodnoturonský izolátor)
Účinná pórovitost n_e	0.21	0.17
Storativita S	0.00018	0.001
Hydraulická difuzivita a (m^2/den)	43000	86000

2.3.3. Svrchní křídový kolektor

Nejvyšší část zvodněného systému představuje svrchní křídový komplex (komplex či kolektor D), tvořený březenským souvrstvím v pískovcovém, popř. flyšoidním vývoji a merboltickým souvrstvím. Plošný rozsah výskytu kolektoru D je zřejmý z obr. 2.5. Podél lužického zlomu jsou k němu řazeny také pískovce teplického souvrství. Souvisle se pískovce březenského souvrství vyskytují v Lužických horách a při v. okraji Českého středohoří při lužické poruše a ve větších denudačních reliktech v Ralské pahorkatině (již mimo zájmový prostor). V okrajových částech zakleslé benešovské synklinály, v tektonicky vyzdvižených krátech a v údolích je březenské souvrství často denudováno, takže ve většině území je svrchní komplex reprezentován jen merboltickým souvrstvím. Podloží komplexu je obvykle tvořeno až několik set metrů mocnými vápnitými pelity a flyšoidní fací teplického a březenského souvrství, oddělujícího jej od středního kolektoru. Jak vyplývá z hydrogeologických řezů č. 1 a č. 6 (příloha 1), ve východní části území, na V od výrazné zlomové struktury (kamenickošenovský zlom jizerského směru) je izolátor mezi svrchním a hlavním kolektorem

výrazně tenký, občas i nesouvislý a dosahuje mocností jen kolem 40-70 m, a naopak mocnost kolektoru D zde je výrazně vyšší než v západnějších částech území – tento fakt má dalekosáhlé důsledky pro úvahy o komunikaci obou kolektorů nejen přes tektonické struktury, ale i plošným přetékáním přes tenkou izolátorskou polohu. Na západ od kamenickošenovského zlomu jsou další kry jednak zakleslejší a jednak se spodní část kolektoru D postupně proměňuje do jemnozrnnější sedimentace.

Hluboká údolí zahloubená pod úroveň báze pískovců merboltického souvrství a erozí obnažená tělesa vulkanitů člení tento komplex do řady izolovaných kolektorů. Izolační funkci mají také předvulkanická údolí, původně zaříznutá pod bázi merboltického souvrství a později vyplněná vulkanity.

V centru zakleslé středohorské struktury je komplex D, zejména na levém břehu Ploučnice, kryt nebo proniknut rozsáhlými vulkanickými tělesy, která mohou vytvářet překážky proudění podzemních vod. V tomto komplexu se obvykle vytváří zvedeň s volnou hladinou. Četné dílčí izolátory v místech vyклиňování pískovců březenského souvrství a vložky jílovců v pískovcích merboltického souvrství však způsobují místní napětí podzemních vod.

Porozita kolektorů D je průlinovo-puklinová. Obdobně jako v podložních kolektorech propustnost všeobecně klesá od SV k JZ v důsledku přibývání jílovito-prachovité složky v pískovcích. Převládající transmisivita se tak snižuje od více set po několik desítek m^2/d , s minimy pouze v jednotkách m^2/d .

2.3.4. Tektonická stavba

Území spadá do oblasti intenzivní saxonské ektogeneze. Převládající směry tektonických struktur jsou krušnohorské (SV-JZ) a sudetské (SZ-JV). Navíc se významně uplatňuje i směr V-Z. Zakleslou středohorskou kru je možné označit jako plochou brachysynklinálu, nazývanou benešovská synklinála. Její osa má generelní směr V-Z, na východě končí u velenického zlomu, na západě na krušnohorském zlomu. V jejím centru se nachází báze křídového pokryvu v největší hloubce: -711,2 m (Herčík et al. 1999). Území mezi velenickým zlomem a lužickou poruchou se strukturně blíží sousednímu strážskému bloku, je proto možné, že jde o západní část strážské homoklinály, která je výrazně zlomově porušená a zakleslá až o 600 m podél strážského zlomového pásma. Celá středohorská zakleslá kra je velmi intenzivně postižena kerným rozpadem podle zlomů různých směrů, což spolu s proměnlivým litofaciálním vývojem svrchnokřídové sedimentace činí tuto jednotku jednou z nejsložitějších z celé české křídové pánve. Nejvýznamnější zlomové struktury jsou krušnohorské zlomové pásmo, lužický zlom a komplex středohorského zlomu.

Krušnohorské zlomové pásmo

Jde o zlomovou strukturu z regionálně-geologického hlediska prvního řádu významnosti. Z našeho úhlu pohledu vymezuje sz. hranici výskytu svrchnokřídových sedimentů, které se na ní stýkají s horninami krušnohorského krystalinika. Zlomové pásmo směrem na SV se postupně stává velmi komplikovanou tektonickou strukturou. Zatímco od západu až k Libouchci je tvořeno jedním hlavním zlomem s výškou skoku až 500 m (Nakládal et al. 1987), dále na SV se situace komplikuje. Tato část krušnohorského zlomového pásma je dále označována jako *krušnohorský zlom s.s.* I zde však lze vysledovat další doprovodné

tektonické struktury v sousedství tohoto hlavního zlomu (Cháb, Stráník, Eliáš 2007), jejich význam však není takový, aby daly vznik soustavě kulisovitě zapadajících ker, která se vytváří dále.

Děčínské zlomové pole

Směrem na SV se krušnohorský zlom štěpí na dvě zhruba paralelní zlomové linie, které se dále rozpadají na řadu paralelních dílčích zlomů, podle nichž (a následně vzniknuvších příčných zlomů) vznikla celá soustava různě vertikálně posunutých ker. Severní větev je významnější, zachovává si výšku skoku 400-450 m, zatímco jižní větev má posun cca 200 m. Je však třeba říci, že reálnější podoba skutečnosti je existence nikoliv pouze dvou, ale několika paralelních zlomů s postupným poklesáváním dílčích ker o průměrně desítky metrů vůči sobě. Jak je však vidět i v řezu č. 4 (příloha 1), tyto poklesy nejsou pravidelné a občas se lze setkat i s krou, která je oproti očekávání naopak vyzdvižena. Výsledkem je velmi složitá vnitřní stavba celého prostoru, jejíž popis si vyžaduje nezbytnou schématicizaci. Pro úplnost je třeba říci, že i obrázek hrást'ovité struktury děčínského zlomového pole, jak je naznačeno na řezu č. 4 nese známky této schematizace, drobné kry obtížně zaznamenané v daném měřítku řezu nejsou zakresleny. Z hlediska proudění podzemní vody toto pásmo je tak svébytným prostředím, které může současně působit jako drenáž vod ze středohorské kry a současně jako infiltrační oblast pro severněji položené rajóny. Zásadním znakem děčínského zlomového pole je obnažení hornin hlavního kolektoru BC, který se tak může volně odvodňovat na povrch, případně do něho probíhat infiltrace (v závislosti na vyskytujících se tlakových poměrech).

Českokamenické zlomové pole

Další pokračování krušnohorského zlomového pásma směrem na V od Děčína se označuje jako českokamenické zlomové pole. Zachovává si zhruba charakter dvouvětveho děčínského zlomového pole, severní větev však ztrácí postupně na významu, výška skoku se zmenšuje podle Valečky (1970) až na 100-50 m, jižní si zachovává výšku skoku 200-250 m. Tato jižní větev pokračuje v původním směru dále na V jako pokračování českokamenického zlomového pole, přičemž výška skoku klesá až ke 40 m a v prostoru severně od Jablonného pravděpodobně vyklínuje, někde na styku s pokračováním velenického zlomu, případně může pokračovat s malou výškou skoku.

Doubické zlomové pole

Jedná se o pokračování severní větve českokamenického zlomového pole, které západně od České kamenice mění směr na SV-JZ a pokračuje přes Doubici k lužické poruše. Opět je charakterizováno jakou soustavou kulisovitě zapadajících ker, protože původní severní větev se rozštěpila na dvě dílčí větve (a další méně významné zlomy), každá s výškou skoku 100, max. 110 m (Nakládal et al. 1987) takže zde opět vzniká podobně složitá kerná struktura hrást'ovitého typu, vzhledem k menším výškám skoku však méně zabraňuje příčné komunikaci mezi sousedícími krami.

Lužická porucha

Jde o významnou tektonickou strukturu na SV ohraničující svrchnokřídovou sedimentaci oproti lužickému krystaliniku (Ještědské pohoří, lužický žulový masív a metamorfní komplex).

Výška skoku zlomu se pohybuje od několika set až přes 1000 m v oblasti Ještědu (Malkovský 1979, Coubal et al. 1999). O intenzitě tektonických procesů svědčí skutečnost, že zlom má místy charakter flexury a místy dokonce přesmyku.

Ani lužická porucha není jednoduchý tektonický prvek, ale jak uvádí Coubal et al. (1999): „...jde o širší zlomové pásmo doprovázené vlekem vrstev...“. V mapách se jako lužický zlom obvykle zobrazuje dislokace totožná se severním omezením platformních sedimentů, jde tedy o zjednodušení a nepřesné vyjádření složité struktury široké stovky metrů až první kilometry. Ve zprávě Coubala et al. (1999) je v pásmu lužické poruchy rozlišováno několik typů tektonických struktur:

- hlavní zlom (lužický zlom s.s.)
- zlomy spojené nebo sblížené s lužickým zlomem (tedy jakési doprovodné zlomy)
- příčné zlomy geneticky související s lužickým zlomem
- vlečené struktury (zóny zvýšeného sklonu vrstev, zóny vleku, vyvlečené kry)
- silicifikované ruptury (mylonitové zóny a ohlazové plochy)
- drcená pásma a pukliny

Pokud se blíže podíváme na známé prvky dalších zlomových struktur ohraničujících zájmové území i se nacházejících uvnitř, zjistíme, že právě popsaná vnitřní struktura lužické poruchy je velmi dobře aplikovatelná na popis dalších zlomových pásem – děčínské či doubické zlomové pole, strážský zlom apod. Rozdíl je jen v komplikovanosti a množství vyskytujících se strukturních prvků. Lze proto směřovat k závěru, že tato stavba svrchnokřídové saxonské tektoniky je běžná v daném území a že u většiny zlomových struktur (zvláště těch významnějších, po nichž nastal větší vertikální posun ker) je třeba předpokládat jejich pásmovou komplikovanou stavbu. A pokud je některý zlom ještě dnes považován za jednoduchý 2D-prvek, je to spíše z nedostatku bližších informací o jeho vnitřní stavbě než odraz skutečnosti.

Středohorský zlomový systém

Jde opět o strukturu prvořadého významu, obvykle je strukturně interpretován jako projev hlubinného litoměřického zlomu, který v podloží křídý odděluje krystalinikum a paleozoikum. Zlomová struktura probíhá zhruba paralelně s krušnohorským zlomovým pásmem směrem k lužické poruše, na kterou se napojuje za Křižany a skládá se z několika samostatně popisovaných zlomů.

Pásmo strážského zlomu

Pásmo strážského zlomu tvoří nejvýchodnější část středohorského zlomu, zhruba od Mimone po lužickou poruchu. Je to jeden z největších zlomů české křídové pánve, protože byl na něm zaznamenán vertikální posun až o 600 m. Odděluje dvě velké kry svrchnokřídových hornin označované pracovním jménem jako strážský blok (jv. od strážského zlomu) s významnými aktivitami kolem těžby uranové rudy kolem Stráže pod Ralskem, a oproti němu výrazně zakleslý tlustecský blok (sz. odtud) s významným vodárenským významem – infiltrační oblast, bilancované potenciální vodárenské odběry až přes 400 l/s apod. Strážský zlom se opět rozpadá sv. směrem na dvě paralelní větve, mezi nimiž vzniká hlavní mezihra a celou řadu dalších více či méně důležitých paralelních zlomů a puklin. Vzniká tedy několika et metrů široké tektonicky porušené pásmo, jehož hydrogeologická funkce se může měnit místo od

místa a pravděpodobně hraje i roli samostatného hydraulického vodiče v podélném směru (Datel et al. 2007).

Českolipské zlomové pole

Strážský zlom se dále na Z stáčí na ZJZ a rozpadá se do složité struktury českolipského zlomového pole se třemi hlavními liniemi paralelních zlomů a řadou dalších dílčích zlomových linií. Severním (z pohledu řešeného území vnitřním) omezením českolipského zlomového pole je významný **malečovsko-okřešický zlom** (Klein et al 1966), který probíhá na Z až k Ústí nad Labem. Křídové kry na sever od něho jsou zakleslé o 100-200 metrů, v maximum až 350 m.

Vlastní hlavní linie středohorského zlomu pokračuje na JZ úštěckým zlomem a libochovickým zlomem s.s., na nichž nastává pokles severnějších ker o 70 až 270 m (Nakládal et al. 1987). Celý prostor mezi středohorským zlomem a malečovsko-okřešickým zlomem je rozbit různými příčnými i směrnými zlomy do řady ker s výškovými rozdíly desítky metrů až cca 150 m, a navíc s proměnlivými úklony, tzn. že často nezachovávají horizontální uložení. Největší z těchto ker je tzv. tašovská kra, vybíhající od JV k Ústí nad Labem a kvůli svému vyzdvižení oproti sousedním krám působí jako částečná hydraulická bariéra usměrňující tok podzemní vody (především bazálního kolektoru) do oblasti Ústí nad Labem (potažmo původně dále na Z).

Litochovický zlom

Litochovický zlom navazuje u Litoměřic na středohorský zlomový systém a pokračuje na Z přes údolí Labe. Vymezuje vyzdviženou jižní kru o cca 180-300 m a byl použit i jako hranice rozdělení původně jednotného rajonu 461 na rajony dva – severnější 4612 a jižnější 4611.

Velenický zlom

Významný vnitřní zlom ve východní části území krušnohorského směru, po němž nastal pokles až o 370 m a vymezuje jednu stranu vyzdvižené, tzv. lasvické kry.

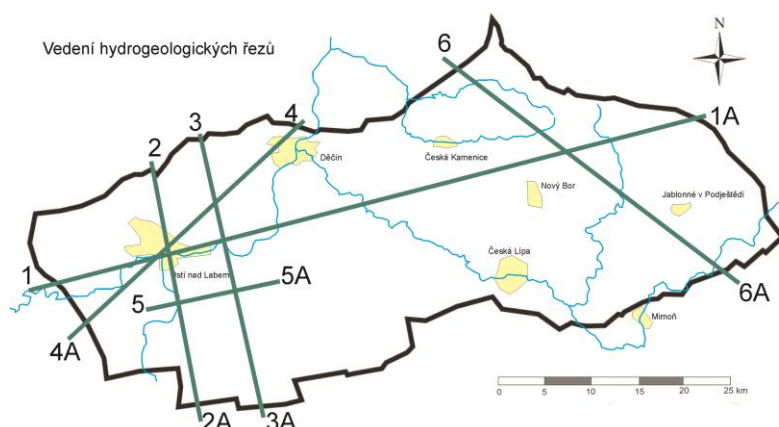
Na obr. 2.4 je základní situace s dalšími tektonickými prvky, které jsou předpokládány v daném území, včetně výšky a směru skoku, která na nich nastává. Z dalších zlomů, kde nastává významný vertikální posun větší než 150 m, můžeme ještě jmenovat od V k Z (zlomy byly účelově nově pojmenovány autorem, protože nebyly nikde zjištěny jejich dosavadní názvy a pojmenování je praktické z hlediska odkazování na konkrétní zlomovou strukturu):

- zdislavský zlom (240-290 m) – doprovodný zlom lužické poruchy
- rynoltický zlom (120-170 m) – také pravděpodobně doprovodný paralelní zlom s lužickou poruchou
- jablonný zlom (110-170 m) – projevuje se jako významná drenážní struktura bazálního i hlavního kolektoru do Panenského potoka
- kamenickošenovský zlom (160-220 m) – zlom s.-j. směru, který vymezuje západní okraj území s malou mocností izolátoru mezi hlavním a svrchním kolektorem (a tedy území s možným přetékáním z D do BC)

- valkeřícký zlom (160 m) a kerhartický zlom (130-210 m), zlomy směru ZSZ-VJV vymezující z J a S centrální nejzakleslejší kru v centru benešovské synklinály. Tyto zlomy také patrně částečně usměrňují proudění podzemní vody
- choratický zlom (100-150 m) – zlom je sledován tokem Labe u Děčína a vymezuje strukturně poměrně komplikovanou oblast děčínské drenážní oblasti (více viz kap. 3)
- velkobřezenský zlom (100-150 m, u krušnohorského zlomu až 310 m) a libouchecký zlom (80-100m) – jsou dva nejvýznamnější zlomy mezi ústeckou a děčínskou drenážní oblastí, jejichž hydrogeologická funkce je zásadní pro hodnocení vztahu obou drenážních oblastí (viz též hydrogeologický řez č. 4 v příloze 1).
- chvojenský zlom (250 m) – pravděpodobně doprovodný paralelní zlom krušnohorského zlomu
- v ústecké oblasti sz. od města jsou významné zlomy všebořícký zlom (150 m) a telnický zlom (90-160 m), které spolu se střížovickým zlomem (100-140 m) vytvářejí zakleslou kru, skrze níž nastává významnější přítok studených vod od SZ na Ústecko.
- Na JZ stojí za zmínku bílinský zlom se skokem až 120 m, na kterém prakticky končí bazální křídový kolektor zájmové oblasti (též okraj hydrogeologického rajonu 4612).

Uplatnění různých zlomových struktur je patrné velmi názorně ze zkonstruovaných šesti hydrogeologických řezů, respektive z jejich geologického podkladu (Valečka 2008). Vedení jednotlivých řezů je uvedeno v obr. 2.12. a vlastní řezy včetně vysvětlivek jsou zařazeny za textem v příloze 1. Vedení jednotlivých řezů bylo přizpůsobeno požadavkům lepšího porozumění stavbě geologického prostředí a proudění podzemních vod v něm:

- řez 1 je veden podélně celou strukturou od SV k JZ, ve směru generelního proudění podzemní vody. Na tomto místě je třeba uvést, že řez je sice doveden až na lužickou poruchu na německém území, poslední 3 km jsou však zkresleny jen schématicky a na základě analogie s územím podél lužické poruchy na území ČR, protože z německého území nebyly dostupné geologické podklady.
- řez 2 zasahuje ústeckou drenážní oblast včetně Brné, a s. a j. ohraničení struktury
- řezy 3 a 5 přecházejí v různých místech tzv. tašovskou kru
- řez 4 propojuje děčínskou a ústeckou drenážní oblast a je tak zásadní pro úvahy o jejich možném vzájemném ovlivňování
- řez 6 přináší bližší informace o východní části struktury s převažující infiltrační funkcí



Obr. 2.12. Vedení hydrogeologických řezů (umístěných v příloze 1 za textem)

3. Proudění podzemní vody

Proudění podzemní vody v zájmovém území zakleslé středohorské kry je ovlivněno několika faktory:

- litofaciálními vývojem jednotlivých vrstev a souvrství (viz předchozí kapitola)
- jejich tektonickým postižením (kerný rozpad podle zlomových struktur)
- existencí terciérních neovulkanických těles různé velikostí a tvaru, které pronikají, příp. zakrývají sedimentární vrstvy

Celý zvodněný systém se vyznačuje intenzivním kerným rozpadem podél zlomů proměnlivé orientace. Proto výše uvedené prostorové vymezení základních hydrogeologických těles (tzn. bazálního, hlavního a svrchního křídového kolektoru) může být značně ovlivněno a pozměněno tektonikou – průběhem zlomů a zlomových zón se značnou výškou skoku, mnohdy převyšující mocnost jednotlivých kolektorských a izolátorských vrstev. Při vertikálním posunu kolektorů a izolátorů podél zlomů pak může dojít jak k přerušení souvislosti některých kolektorů, tak naopak k navázání spojitosti odlišných kolektorů. Dosud ne zcela poznanou a doceněnou roli při proudění podzemní vody zřejmě hrají žíly a další tělesa neovulkanitů, pronikající křídové uloženiny. Jejich vliv bude pravděpodobně většinou jen lokální, území s masivním výskytem neovulkanitů nebo výskytem velkých vulkanických těles (např. levobřežní oblast Ploučnice, území východně od Děčína apod.) však může mít výrazně změněný režim podzemních vod vlivem jejich existence.

V závislosti na piezometrických poměrech dochází při značné mocnosti pánevní výplně rovněž k vertikálnímu přetékání mezi jednotlivými zvodněmi, a to buď k přetékání po propustnějších zónách zlomových struktur, anebo k plošnému přetékání tam, kde není příliš mocná poloha izolátorů a kde je známo, že tyto polohy vlivem rozpukání mají spíše charakter poloizolátor (např. izolátor mezi bazálním a hlavním kolektorem mezi Děčínem a Ústím - viz obr. 2.2., nebo izolátor mezi hlavním a svrchním kolektorem v blízkosti infiltrační oblasti na východě (viz např. řez 1 a 6 v příloze 1). Velikost přetékání zásadně ovlivňuje režim proudění podzemní vody a jeho kvantifikace je zásadní pro správné uchopení bilančních vztahů.

Z hlediska regionálního proudění podzemní vody jsou zřejmé mnohé společné rysy, ale také rozdíly v proudění podzemní vody oběma nejdůležitějšími kolektory zvodněného systému - bazálního a hlavního. Vzhledem k obvyklé malé mocnosti mezilehlého izolátoru bělohorského souvrství a mnohdy značným vertikálním posunům podél zlomů lze předpokládat jejich značnou hydraulickou spojitost, jak ostatně naznačují i hydrogeologické řezy v příloze 1. Zvláště v místech intenzivního tektonického postižení sedimentární výplně křídové pánve se zdá tato vertikální komunikace přímo logická a očekávaná.

3.1. Vymezení infiltračních oblastí zájmového území

Na základě litofaciální a tektonické situace můžeme širší infiltrační území bazálního a hlavního kolektoru, zabírající východní část studovaného území, rozdělit na 3 části (obr. 3.1.):

1. území bezprostředně přiléhající k lužické poruše umožňující infiltraci srážkových vod v celé mocnosti křídových sedimentů (diskutováno výše)
2. území s obnaženými psamitickými horninami hlavního kolektoru při povrchu území, kde tak probíhá přímá infiltrace srážkových vod do hornin hlavního kolektoru;

transport dále do bazálního kolektoru je ale znemožněn jednak existencí spodnoturonského izolátoru a jednak na většině území (s výjimkou území východně Nového Boru mezi obcemi Sloup, Svitava a Kunratice) vyšším piezometrickým napětím bazálního kolektoru než hladina hlavního kolektoru

- ještě dále na západ můžeme vymezit tektonicky danou hranici (sledující od severu svorský zlom, českokamenické zlomové pole, kamenickošenovský zlom, libchavský a ploučnický zlom), která vymezuje území s malou mocností slínovcového izolátoru mezi hlavním a svrchním kolektorem (o mocnosti cca 40-50 m, maximálně kolem 100 m). Jak vyplývá z hydrogeologického řezu č. 1 (a také částečně č. 6 – příloha 1), jsou v tomto území pravděpodobné přetoky ze svrchního kolektoru D do hlavního kolektoru



Obr. 3.1. Vymezení infiltračních a drenážních zón zájmového území. V mapě nejsou zobrazeny infiltrace a drenáže liniového charakteru (přítok po zlomech, drenáž povrchových toků apod.)

3.1.1. Infiltrační území v pruhu podél lužické poruchy

Jak vyplývá ze všech dosavadních provedených výzkumů a odborných prací (shrnutých např. Nakládaem et al. 1987, Herčíkem et al. 1999 nebo ještě před nimi Čadkem et al. 1968 nebo Hazdrovou 1971), hlavní infiltrační území bazálního i hlavního kolektoru se soustřeďuje do východní části území do prostoru podél lužické poruchy, kde se setkává několik významných faktorů příznivých pro zvýšenou infiltraci podzemních vod:

- V úzkém pruhu podél lužické poruchy nastává jednotný pískovcový vývoj celého svrchnokřídového horninového sledu bez přítomnosti izolátorských poloh mezi jednotlivými kolektory. Vsakující se voda tak má možnost poměrně rychle pronikat celým horninovým sledem (mocnosti kolem 750 m psamitických poloh) bez přítomnosti krycích vrstev při povrchu, které by mohly zpomalovat vsak.

- Horniny jsou navíc tektonicky porušeny pohyby kolem lužického zlomu, tzn. že lze očekávat i vyšší hodnoty průtočnosti vlivem tektonického postižení (nejen prosté zlomy, ale i vyvlečení vrstev, změny sklonu vrstev, vznik podrcených a rozpukaných pásem apod. – Coubal et al. 1999), nejen vysoké průlinové průtočnosti. Konečně jak naznačuje Herčík et al. (1999), propustnost sedimentů bezprostředně při lužické poruše je trochu nižší, než by bylo očekávatelné, pravděpodobně vlivem špatného roztržení sedimentujícího materiálu transportovaného ze zdrojové oblasti jen na malou vzdálenost. Tuto situaci potvrzují obr. 2.8 a 2.11, z nichž vyplývá, že při lužickém zlomu je jak v bazálním, tak v hlavním kolektoru zóna o něco nižších propustností než ve větší vzdálenosti od zlomu (tento stav je patrný zvláště v pramenní oblasti Kamenice). Přesto jsou ale bodově i v této oblasti zjišťovány extrémně vysoké hodnoty transmisivity - vrt 2H 236 s 666 m²/den v hlavním kolektoru a hodnoty přes 500 m²/den byly zjištěny i v bazálním kolektoru (J019835). Je pravděpodobné, že tyto extrémní hodnoty indikují preferenční propustní cesty proudění podzemní vody, které jsou tektonicky podmíněné a jejich plošnou distribuci je obtížné, ne-li nemožné vyjádřit.
- Takto vymezená infiltrační oblast zahrnuje vrcholové partie Lužických hor, příp. směrem na JV úpatí Ještědského hřebenu, čímž je dána vyšší nadmořská výška (průměrně 500-600 m). Tím je předurčena velmi příznivá hydrologická bilance směrem k velikosti podzemního odtoku (Tolasz et al. 2007):
 - vyšší úhrny srážek na návětrných svazích – roční průměr 800-850 mm, 60 srážkových dnů za rok s úhrny srážek nad 5 mm
 - nižší teploty (roční průměr kolem 6 °C) a nižší evapotranspirace (méně než 550 mm)
 - za těchto podmínek vzniká na české poměry poměrně extrémní celkový odtok 250-300 mm, který je navíc z větší části tvořen podzemním odtokem (jako minimální podíl podzemního odtoku lze brát údaj 59 % uváděný Herčíkem et al. 1999 jako průměr pro rajon 4640, reálně to však může být i více, pravděpodobně až k 65-70 % a lokálně i více.

Jak vyplývá z obr. 3.1., tato hlavní infiltrační zóna bazálního i hlavního kolektoru (červená čerchovaná čára) se soustřeďuje do poměrně úzkého pruhu podél lužické poruchy, který je široký maximálně několik set metrů. Výjimku tvoří širší oblast Krompachu, kde se tato zóna spojených kolektorů v psamitickém vývoji rozšiřuje až na v maximu 4-5 km, většina tohoto infiltračního území se ale nachází na přilehlém německém území 4 obcí: Waltersdorf, Kurort Jonsdorf, Kurort Rybin a Luftkurort Lückendorf. Naopak v území kolem Jiřetína pod Jedlovou se infiltrační zóna zmenšuje na naprosté minimum. Na základě odhadu z nejpodrobnější mapy, která je k dispozici (Nakládal et al. 1987) tvoří infiltrační území plochu cca 95 km².

3.1.2. Infiltrační území hlavního kolektoru

Hlavní kolektor je obnažen ve východní části struktury, která přiléhá hlavnímu infiltračnímu území popsanému v předchozí kapitole 3.1.1. Jedná se o území ohraničené zhruba linií obcí (od JV) Dubnice – Brniště – Lindava – Cvikov – Chřibská (obr. 3.1.). Severně od Cvikova se hranice prakticky přimyká k předchozí hranici (kap. 3.1.1.) a infiltrační území se velmi zužuje. Hlavní část tohoto území tak zabírá širší okolí Jablonného v Podještědí. K dané oblasti je třeba ještě přiřadit prostor tzv. lasvické kry (obr. 2.4.). Jedná se vyzdviženou křídovou kru, u které byly denudací odstraněny svrchní vrstvy a obnaženy kolektorské horniny hlavního

kolektoru. Lavická kra je tektonická struktura protažená ve směru SV-JZ a omezená na V velenickým zlomem, na Z svitavským zlomem a zlomem Písečné, na SV svorským zlomem a na JZ dobranovským a grunovským zlomem.

Celkem se jedná o plochu cca 130 km², kde je obnažen hlavní kolektor a tím tak umožněna snadná infiltrace do podzemních vod. Situaci v řezu zachycuje hydrogeologický řez č. 6 (příloha 1), kdy řez prochází přes Jablonné. Vyplývá z něho poměrně složitá odtoková situace dané oblasti, protože se zde současně s infiltrací uplatňují i drenážní funkce místních toků (Panenský, Dubnický, Ještědský potok). Tato drenážní funkce se ale neuplatňuje (jak by se dalo čekat) jen směrem k mělkému oběhu v hlavním kolektoru, ale v celém sledu křídových hornin zde převažuje vzestupné proudění, potoky se tak uplatňují i jako částečná drenáž spodních částí hlavního kolektoru a dokonce i bazálního kolektoru. To se děje za významného přispění místní vertikálně propustné tektoniky – zřejmá je drenážní funkce především jablonného zlomu (drenáž Panenského potoka), a pravděpodobně i dubnického a pertoltického zlomu (drenáž Dubnického a Ještědského potoka, příp. i dolní části toku Panenského potoka).

Tuto situaci je třeba zohlednit v bilančních vztazích, protože se zde současně uplatňuje infiltrace a i ztráta daná drenáží povrchovými toky, a to jak v bazálním, tak v hlavním kolektoru

3.1.3. Území možného přetékání mezi svrchním a hlavním kolektorem

Jak vyplývá z hydrogeologického řezu č. 1 (příloha 1) pokles centrální kry na kamenickošenovském zlomu zásadním způsobem mění hydrogeologickou situaci. Ve východní části území je hydrogeologická situace reprezentována následujícími aspekty:

- izolátor mezi svrchním a hlavním kolektorem je vyvinut v celkem nevýznamné mocnosti kolísající v desítkách metrů a navíc je tvořen často horninami přechodných litotypů (prachovce, prachovité jemnozrnné pískovce apod.), jejichž izolační funkce bude pravděpodobně omezená
- svrchní kolektor D má významnou mocnost, která přesahuje až 200m, z toho zvodnělá je průměrně polovina tohoto sledu. Navíc je tvořen vysoce propustnými pískovci, které vodu transportují rychle do hloubky

Směrem na Z nastává pokles kry po kamenickošenovském zlomu až o 220m, která má ale navíc i odlišné litologické charakteristiky:

- v nadloží hlavního kolektoru se vytváří až 400 m mocný sled izolátorských hornin, který je spolehlivou bariérou komunikace mezi hlavním a svrchním kolektorem. Současně je centrální část středohorské kry poměrně málo tektonicky postižena (byť je třeba říci, že výsledky nových vrtů ISPA naznačují právě v této oblasti v širším okolí Žandova další možnou tektoniku, interpretační práce však zatím ještě probíhají), takže ani přetékání po tektonice s největší pravděpodobností nepřichází v úvahu
- rozsah kolektoru D se omezuje jen na izolované kry nad místními erozními bázemi a průběh jeho volné hladiny naznačuje typickou situaci mělkých zvodní - odvodňování tohoto kolektoru do místních toků a dotování lokálními srážkami

Lze odhadnout, že území s potenciální komunikací mezi svrchním a hlavním kolektorem má rozlohu cca 150 km². Pro úplnost je třeba dodat, že na obr. 3.1. je ještě k tomuto území

přítanu denudační zbytky svrchního kolektoru v předchozí vymezené zóně mezi Svitavkou a Jablonným, kde lze očekávat podobnou komunikaci (viz také řez č. 6 v příloze 1).

3.1.4. Další infiltrační zóny

Z průběhu hydroizopiez (viz kap. 3.2.) bazálního i hlavního kolektoru vyplývají i další místa, kde dochází k infiltraci vod a přítoku do hodnocené struktury:

- v západní části území má nespornou infiltrační funkci pásmo krušnohorského zlomu. A jak vyplývá i příslušných hydrogeologických řezů (zvláště č. 2 a č. 3, příloha 1), je tato infiltrace i proudění umožněna litologicky i strukturně. Z větší části půjde o reálnou infiltraci s povrchu na tektonicky postižených zlomových zónách s tektonicky podmíněnou vyšší propustností, částečně ale jistě půjde i o přetok napříč krušnohorským zlomovým pásmem z prostředí krystalinika; oddělení obou těchto zdrojů je za stávajících znalostí nemožné. Jde však o minoritní přítok vod z tohoto směru (jak vyplývá i z bilančních úvah v kap. 3.4.) a navíc z hlediska hodnocení termálních vod o přítok nežádoucí, protože jde o studené vody, které se cestou do drenážních zón Ústecka a Děčína nestačí prohřát.
- Na Ústecku se evidentně projevuje i přítok od JZ (více viz kap. 3.2, 3.3. a kap. 4), tedy od údolí Bystřanského potoka, potažmo od okraje struktury teplického ryolitu. Jak je dále diskutováno, velmi pravděpodobně šlo o původní drenážní zónu jižní části zkoumané struktury před tím, než byla uměle otevřena v ústecké oblasti. Dosavadní informace tak nasvědčují tomu, že zde došlo k obrácení proudění o 180° a z původně drenážní (pravděpodobně málo významné) oblasti se stala zóna infiltrační. Jako v předchozím případě se opět jedná o vodu studenou a s jinými chemickými charakteristikami, než je přítok vody od východu. Jde však opět o minoritní přítok, jehož velikost ale může být akcelerována zvyšováním ústeckých odběrů, protože jimi je tento přítok přímo vyvoláván.
- Přetok do zájmové oblasti je naznačován průběhem hydroizopiez jak v BKK, tak v HKK přes strážský zlom u Křížan v krátkém úseku (cca 3 km) těsně u lužické poruchy. Může jít i o vliv lokálně významnějšího přetoku přes lužickou poruchu, nebo o přetok ze strážského bloku, případně o infiltraci srážek v tektonicky rozbitém území na úpatí Ještědu na styku pásem strážského a lužického zlomu. Kvantifikovat tento přítok je obtížné, opět však půjde o malé množství ve srovnání se vsakem v hlavních infiltračních zónách diskutovaných výše.
- Podobný závěr si můžeme dovolit udělat i v úvahách ohledně přítoku přes lužickou poruchu do zkoumané struktury (tzn. přítok z prostředí lužického krystalinika, případně krystalinika Ještědského hřbetu). V severní části zájmového úseku lužické poruchy (Dolní Podluží – Krásná Lípa) a v jižním úseku (Dolní Sedlo – Křížany) lze jistý (byť malý) přítok očekávat na základě výpočtů metodou proudu (viz kap. 3.4.). Ve střední – německé – části se však terén začíná velmi rychle svažovat na opačnou stranu do žitavské terciérní pánve a i v tomto směru lze očekávat hlavní směry odvodnění území za lužickou poruchou; v tomto úseku proto případný přetok bude jistě zanedbatelný. Z celkové délky lužické poruchy na zájmovém území – cca 43 km, tak za přetokové úseky můžeme označit zhruba polovinu.

A ještě by bylo vhodné učinit poznámku o území s obnaženým hlavním kolektorem v rámci doubického a děčínského zlomového pásma (viz např. obr. 2.5.). Jak vyplývá z dalšího textu, v obou případech jde o území s převládající drenážní funkcí, která je do značné míry právě i

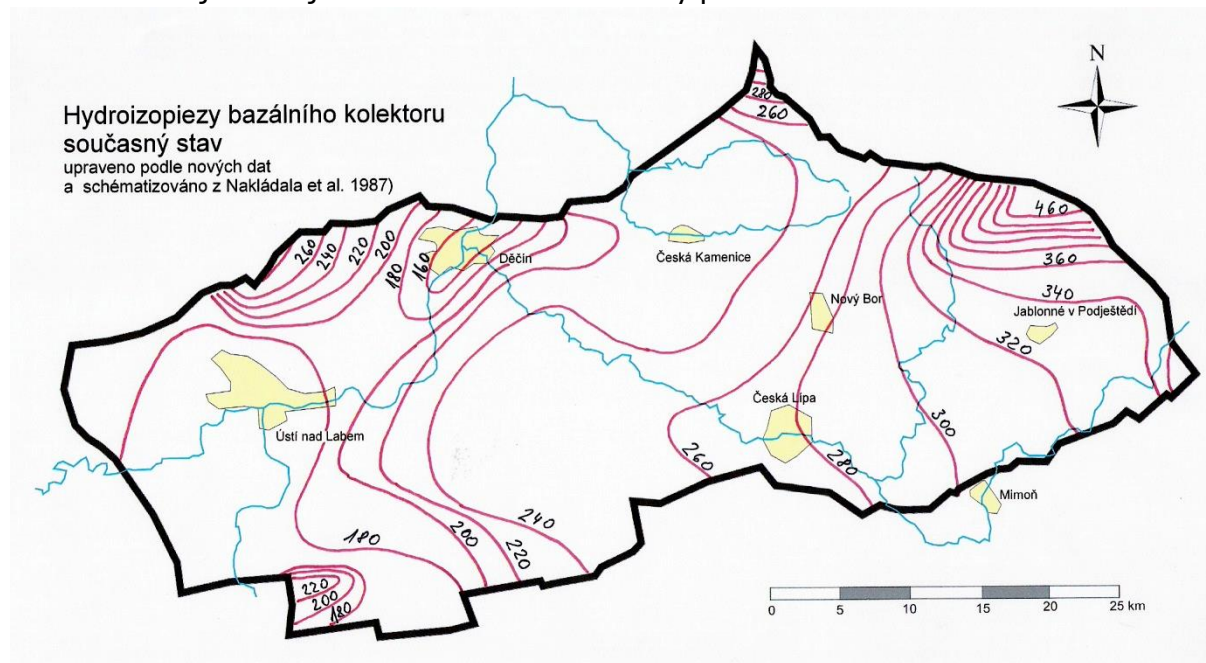
umožněna obnažením kolektoru. Případná infiltrace srážek a povrchových vod do propustných kolektorských hornin zde samozřejmě také probíhá, vzhledem k vzestupnému proudění ve struktuře se však týká jen nejmělkčí části zvodně hlavního kolektoru, má jen lokální význam, a nemá tak žádný vliv na regionální proudění a jeho hodnocení, kterého se týká tato práce.

3.2. Proudění podzemní vody

Proudění podzemní vody bazálního a hlavního křídového kolektoru vykazuje mnohé společné rysy, přesto jsme schopni identifikovat i řadu rozdílů. Proto v dalším textu bude proudění diskutováno v každém z těchto kolektorů zvlášť.

3.2.1. Proudění podzemní vody v bazálním křídovém kolektoru

Základní představu o proudění podzemní vody poskytuje obr. 3.2. s hydroizopiezami zájmové oblasti a na něj navazující obr. 3.3. s hlavními směry proudění.

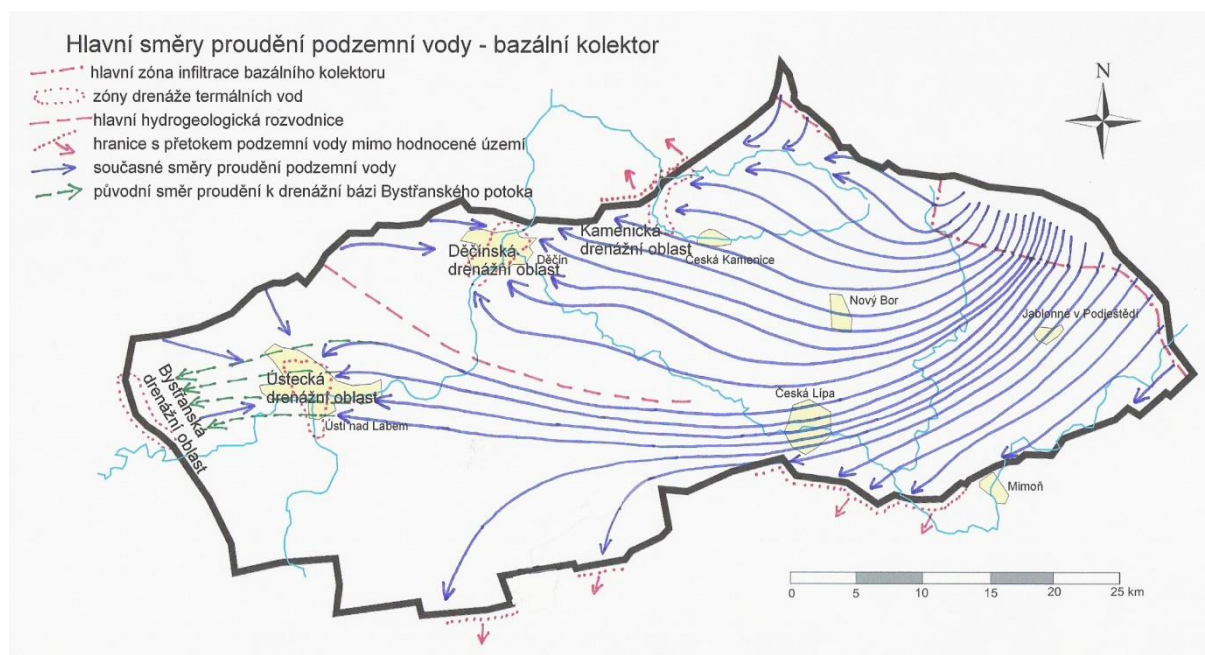


Obr. 3.2. Hydroizopiezy bazálního kolektoru – současný stav. Upraveno na základě nových data a schematizováno z Nakládala et al. 1987. Hydroizopiezy jsou konstruovány po 20 m.

Hlavní prostor infiltrace se nachází v pruhu podél lužického zlomu s pískovcovým vývojem v celém profilu. Tak voda infiltrovaná při lužické poruše vertikálně sestupuje celým křídovým vrstevním sledem až k jeho bázi a vytváří zde výrazný regionálně patrný impresní kužel (piezometrickou elevaci – obr. 3.2.). Odtud podzemní voda proudí v různých směrech k SZ, Z až JZ. Je tak zřejmé, že území kolem Krompachu a Dolní Světlé (a přilehlé německé území) je hlavní zónou infiltrace.

Významná část toku vody směřuje na SZ do povodí Kamenice (z menší infiltrační oblasti u Krásné Lípy na JZ). Zde se v soutokové oblasti Kamenice a Chřibské Kamenice částečně odvodňuje do povrchového toku a z větší části směřuje přes doubické zlomové pole do oblasti dolní Kamenice mimo zájmové území (hydrogeologický rajon 4660), kde se postupně

odvodňuje v zóně regionální drenáže do Kamenice, příp. až do Labe (soutok 116 m n.m. v Hřensku).



Obr. 3.3. Hlavní směry proudění podzemní vody – bazální kolektor

Největší část vody v bazálním kolektoru (obr. 3.3.) však proudí zhruba ve směru osy benešovské synklinály do jejího centra (kde se prohřívá vystupujícím teplem) k Z k hlavní zóně drenáže na Děčínsku, přičemž je usměrňována zlomy tohoto směru. Významnou roli zde hraje pravděpodobně českokamenické zlomové pole (a v jeho západním pokračování děčínské zlomové pole, nebo aspoň jeho vnitřní okrajový zlom), jako významná se jeví i linie kerhartického a prácheňského zlomu. Fakt, že se bazální křídový kolektor nepochybně odvodňuje v děčínské oblasti a že jde dokonce o hlavní drenáž BKK, je třeba zdůraznit, protože to není fakt obecně zažitý a chybně s někdy ztotožňuje využívané kolektory pro jímání termálních vod (BC na Děčínsku a AB na Ústecku) s drenážní funkcí těchto oblastí.

Na linii Libouchec – Těchlovice – Stružnice probíhá hydrogeologická rozvodnice mezi ústeckým a děčínským drenážním územím. V jeho blízkosti vyplývá z hydroizopiez velmi plochý piezometrický povrch naznačující omezené proudění podzemních vod v centrální části hodnocené struktury.

Proudění podzemní vody na J od výše zmíněné hydrogeologické rozvodnice se dělí do 3 základních směrů : proud nejbližší rozvodnici směřuje přes oblast České Lípy (předtím možné částečné odvodnění do Svitavky po tektonických strukturách (v úvahu přichází velenický zlom, svitavský lom, skalický zlom nebo zlom Písečné, tzn. zlomy lasvické kry) dále na Z, kde je usměrňován malečovsko-okřešickým zlomem do ústecké drenážní oblasti. Vzhledem k velké výšce skoku na malečovsko-okřešickém zlomu (až 300-350 m) a snížené propustnosti prostředí tašovské kry (obr. 2.4., vrt UB7 v příloze 4) je málo pravděpodobný velký tok podzemní vody touto krou; je však nutno říci, že hydraulický gradient tento směr proudění umožňuje a ani litofaciální vývoj ho nevylučuje (hydrogeologický řez č. 5 v příloze 1). V současné době ale převažuje názor o minoritní úloze tašovské kry v přítoku vody do ústecké oblasti a její spíše převažující bariérové role. Na možnost dodatečného hlubšího

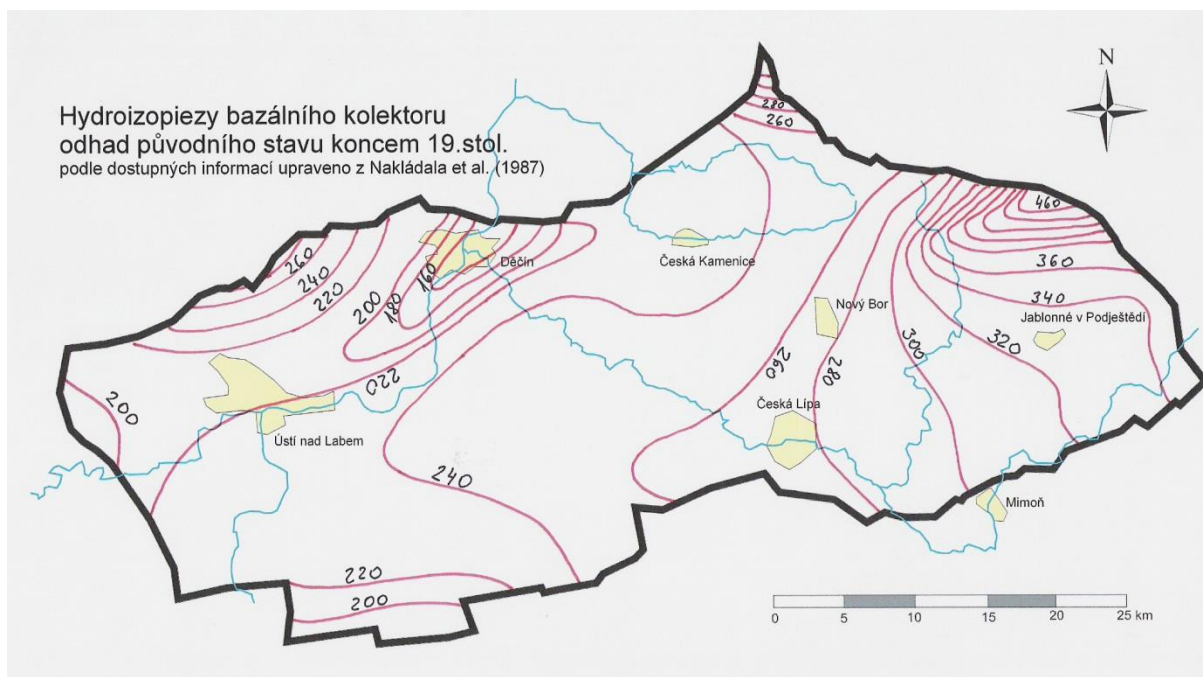
příronu termálních vod z tektonicky postiženého podložního krystalinika při západním omezení tašovské kry podél žitenického zlomu na základě výsledků jímacího vrtu v Brné upozorňuje Hazdrová (1971).

V této souvislosti je třeba ještě se zmínit o úloze jižního bariérového omezení na bílinském zlomu, kde vlivem vertikálního skoku přes 100 m zaniká hydraulická souvislost mezi bazálním křídovým kolektorem v zájmovém území a v území jižně bílinského zlomu (kde se také velmi výrazně ztenčuje a ztrácí na významu). Každopádně bílinský zlom je třeba chápat jako bariérovou strukturu neumožňující žádné příčné proudění.

Z regionální analýzy směrů proudění podzemní vody dále vyplývá existence drenážní báze směrem na Úštěcko a Litoměřicko (tedy do regionální drenážní báze Labe v litoměřicko-lovosickém meandru), konkrétně povodí Lučního a Úštěckého potoka. Jde o vedlejší drenážní bázi, část toku vody sem ale vždy směřovala, a je pravděpodobné, že před otevřením ústecké drenáže se mohly tyto odtokové oblasti ze struktury projevovat i intenzivněji. Je zajímavé, že zvláště v oblasti Úštěcka má bazální kolektor zvýšené hodnoty propustnosti, což by mohlo být argumentem pro existenci významnější drenážní oblasti. Z obr. 3.10. také plyne, že přímo Úštěcký potok se na hranici hodnoceného území stává drenážní linií jak bazálního, tak hlavního kolektoru do povrchových vod.

Nejižnější část toku podzemních vod bazálního křídového kolektoru směřuje na JZ do českolipské drenážní oblasti, kde dochází k intenzivnímu odvodnění na Ploučnici (v oblasti Branné) a v Robečském potoce, většinou již za hranicemi zájmového území. Je nepochybné, že usměrnění toku a odvodnění bazálního kolektoru je ovlivněno místní tektonikou – hlavní vliv má jistě strážský zlom a jeho doprovodné zlomy pertoltický, bohatický a zlom Brenné a zvláště místa jejich vzájemného křížení.

V západní části zájmového území existuje proudění opačného směru, tedy od západních směrů (SZ, Z, JZ) na východ. Toto proudění je zřejmé především na Ústecku, kde byly identifikovány dva základní přítoky podzemních vod do ústecké deprese – od JZ (z bystránské drenážní oblasti) a od SZ (od pásma krušnohorského zlomu, pravděpodobně usměrňované telnickým a střížovickým zlomem) – (kap. 4). Z analýzy stavu proudění (např. na základě hydrogeologického řezu č. 2) plyne, že toto západní proudění je na Ústecku z velké části vyvolané otevřením struktury vrty a odběrem vody. Toto tvrzení se v každém případě týká oblasti Bystřanského potoka, který byl původní drenážní oblastí uzavřené ústecké struktury a v jeho prostoru tedy docházelo k odvodnění termálních vod. Od SZ pravděpodobně mírný přítok mohl trvat, vzhledem v většinu „natlakování“ hydrogeologické struktury však byl jen omezený. Tlakový stav bazálního kolektoru přes otevření struktury na Ústecku na konci 19. století zobrazuje mapka v obr. 3.4., zeleně čárkované směry proudění na obr. 3.3. a zeleně zobrazené informace v hydrogeologickém řezu č. 1 (příloha 1).



Obr. 3.4. Hydroizopiezy bazálního kolektoru – odhad původního stavu koncem 19. století před otevřením termální struktury na Ústecku. Podle dostupných informací upraveno z Nakládala et al. 1987.

Z historické rekonstrukce na obr. 3.4. plyne několik důležitých faktů:

- hlavní drenáž celé termální struktury byla v děčínské, resp. děčínsko-kamenické oblasti
- výše diskutovaná drenážní zóna v údolí Bystřanského potoka u Teplic reálně existovala, její význam však byl velmi malý, vzhledem k plochosti piezometrického povrchu tam nemohlo docházet k žádnému intenzivnějšímu proudění
- původní drenáž do povodí Lučního potoka na Litoměřicko byla – zdá se – významnější než dnes, bylo by zajímavé analyzovat dlouhodobé časové řady průtoků na Lučním potoce při jeho ústí do Labe, pokud jsou k dispozici (autorovi to není známo)
- současné odběry ovlivňují piezometrickou situaci v západní části území zhruba po hydroizopiezu 240 m n.m. – východněji položená území mají proudění neovlivněná realizovanými odběry

Západní proudění na Děčínsku bezprostředně směřuje do struktury děčínského zlomového pole a jeho prostřednictvím do centra děčínské drenážní oblasti. Toto proudění pravděpodobně existovalo vždy a není ani dnes ovlivňováno odběry na Děčínsku, aspoň to piezometrické poměry nijak nenaznačují.

Zajímavé informace poskytuje zpráva Kleina a Pazdířky (1995) analyzující charakter proudění podzemní vody v cenomanském prostředí bazálního kolektoru v důlních dílech strážského bloku. Srovnávací analýzou puklinatosti cenomanského bazálního kolektoru v dolech Hamr a Křižany byly zjištěny následující hlavní závěry:

- četnost puklin je velmi vysoká, průměrně 1 puklina na 1-3 m, podél zlomových struktur i více
- maximální délka úseku bez puklin činila pouhých 10-15 m
- silně převažovaly pukliny směru SV-JZ se strmým úklonem (evidentní vliv tektoniky směru strážského zlomu, pukliny jsou tedy orientovány podle směru místně působící

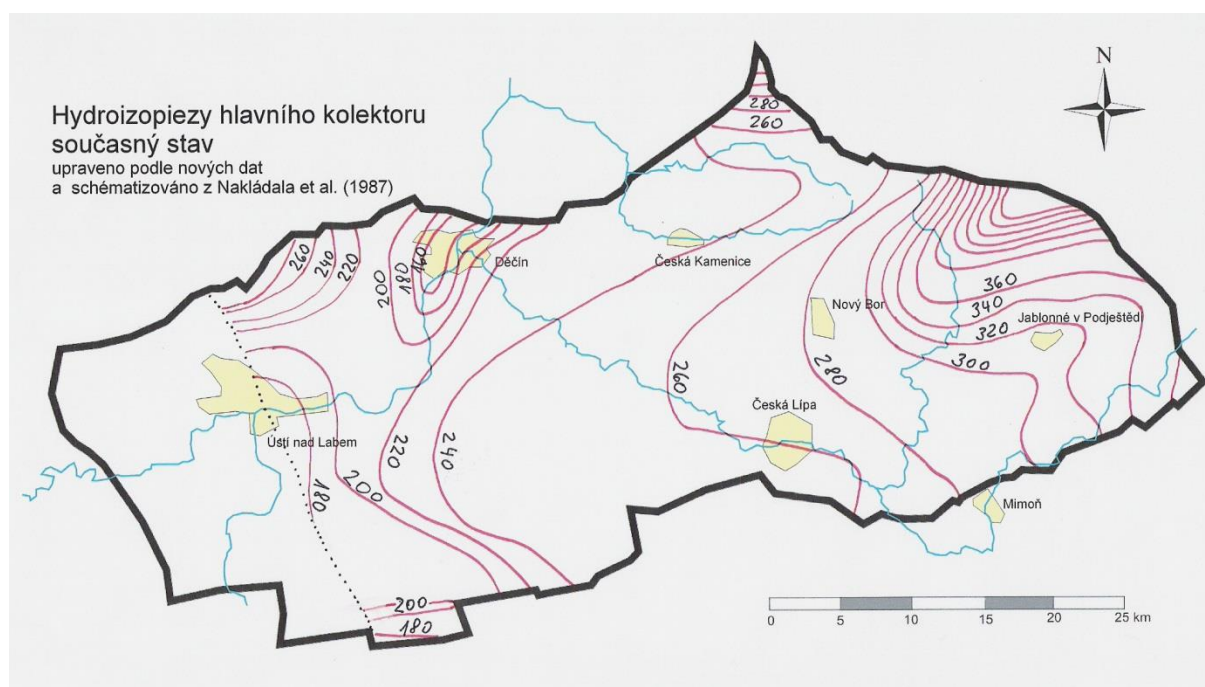
tektoniky – z toho vyplývá, že směry hlavních tektonických struktur jsou zásadní i pro strukturu puklinatosti kolektorských hornin)

- na puklinách zaregistrovány poklesy řádově v cm až dm (tedy jakási „mikrokerná“ stavba – kry v řádu metrů vertikálně posunuty vůči sobě o několik cm....)
- drčená pásma jsou často silicifikována, čímž je sekundárně zmenšována jejich propustnost
- většina puklin je sevřených či slabě otevřených, otevřené zející pukliny jsou ojedinělé a jejich četnost se zvyšuje v oblastech intenzivnějšího proudění vody.

Lze tak udělat závěr, že puklinová propustnost kolektorských psamitických hornin je významná pro proudění podzemní vody a tyto horniny je v každém případě třeba chápat jako prostředí s dvojitou porozitou. Pro rychlost proudění jsou zásadní puklinové preferenční cesty; i když zející pukliny jsou označovány jako ojedinělé, přesto jsou nacházeny a pokud k nim připočteme i další podobné pukliny podél vulkanických těles (viz dále) jejich vliv na regionální proudění nemusí být až tak zanedbatelný, zvláště v některých územích. Jejich vlivem lze vysvětlit některé extrémní hodnoty transmisivity, které byly zjištěny (obr. 2.7, 2.10) a její velkou variabilitu v rozsahu několika řádů.

3.2.2. Proudění podzemní vody v hlavním křídovém kolektoru

Rovněž v hlavním křídovém kolektoru (BC) převládá regionální proudění podzemní vody od lužického zlomu k SZ, Z a JZ. Odlišnosti oproti bazálnímu kolektoru spočívají především v rozsahu infiltračních oblastí a v rozdělení a významu zón regionální drenáže. K infiltraci do hlůavního kolektoru dochází na podstatně větších plochách, nekrytých nadložním izolátorem, než v případě kolektoru bazálního (obr. 3.1.). V těchto územích má hlavní zvodeň volnou hladinu. Základní představu o proudění podzemní vody v hlavním kolektoru poskytuje obr. 3.5. Ve východní části území se na průběhu hydroizohyps projevuje výrazná drenážní zóna Panenského potoka na jablonném zlomu u Jablonného v Podještědí.



Obr. 3.5. Mapa hydroizopiez hlavního kolektoru – současný stav. Upraveno podle nových dat a schématicizováno z Nakládala et al. 1987. Tečkovaně je uvedena hranice zániku hlavního kolektoru v rámci hodnoceného území (vyklínění jizerského souvrství C a propojení bělohorského souvrství B s bazálním kolektorem), tzn. že západně odtud má smysl uvádět jen piezometrický povrch bazálního kolektoru AB.

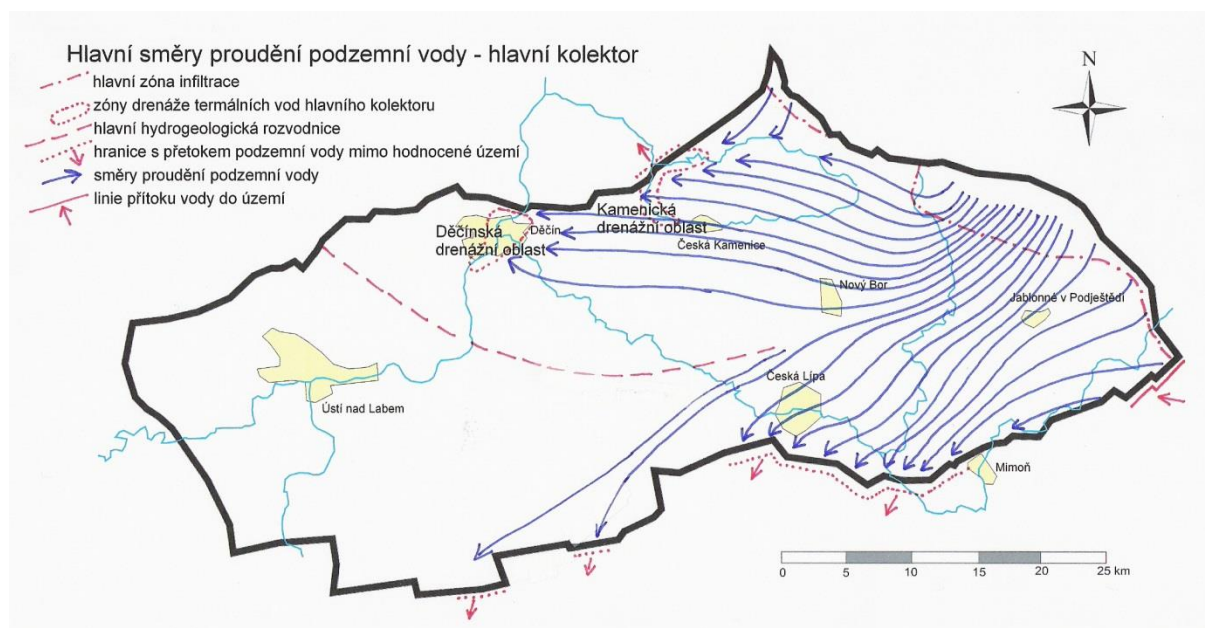
Kromě piezometrické elevace v širším okolí Krompachu a přilehlého německého území s hlavní infiltrací, vedlejší infiltrace u Krásné Lípy a převažujícího proudění na Z lze identifikovat i rozdílné aspekty proudění podzemní vody v hlavním kolektoru oproti kolektoru bazálnímu:

- vymizení toku směrem na Ústecko v souvislosti se zánikem hlavního kolektoru v této oblasti
- zvýraznění pasivní úlohy střední části benešovské synklinály pro proudění podzemní vody (praktické vymizení proudnic ze zóny velmi plochého povrchu poblíž rozvodnice)
- vedení hydrogeologické rozvodnice mírně severněji než v bazálním kolektoru, zvláště v její východní části.

V severní části zájmového území se tok podzemní vody rozděluje na dva v podstatě rovnocenné proudy, z nichž ten severnější směřuje do povodí Kamenice (a sem směřuje i jz. proud z menší infiltrační oblasti u Krásné Lípy – obr. 3.6.) a odtud před doubické zlomové pole do povodí dolní Kamenice. Zhruba stejný proud směřuje na Z do děčínské drenážní oblasti. Původní přírodní drenážní efekt této zóny byl v posledních letech významně zintenzívněn odběry podzemních – termálních vod na Děčínsku. Jde tedy o velmi obdobnou situaci jako v bazálním kolektoru.

V jižní části zájmového území malé množství vody směřuje do litoměřické drenážní oblasti (povodí Lučního a Úštěckého potoka), ale maximum toku směřuje do českolipské drenážní oblasti (povodí ploučnice a Robečského potoka). V tomto smyslu je třeba českolipskou drenážní oblast chápat jako hlavní zónu odvodnění jižní části studovaného území, a to už ať jako přímou drenáž do povrchových vod (Ploučnice v oblasti Brenně, Robečský potok na dolním toku – lokalita Peklo), nebo odtok mimo zájmové území a drenáž do povrchových toků až následně mimo zájmovou hranici. V převážně vyzdvižených krátech tektonicky

rozbitého českolipského zlomového pole zde dochází k zeslabení účinku málo mocného nadložního izolátoru a následně k soustředěné drenáži podzemní vody.



Obr. 3.6. Hlavní směry proudění podzemní vody – hlavní kolektor. Kromě vymezené zóny společné infiltrace (červená čerchovaná čára) existují i další plochy infiltrace hlavního kolektoru (viz obr. 3.1.).

Podzemní vody jak bazálního, tak hlavního kolektoru při svém proudění od svých infiltračních oblastí při lužické poruše k současným zónám drenáže sestupují v centru benešovské synklinály do hloubek mnoha set metrů. Tím získávají charakter termálních vod, nyní využívaných na Ústecku a Děčínku.

3.2.3. Proudění podzemní vody ve svrchním kolektoru

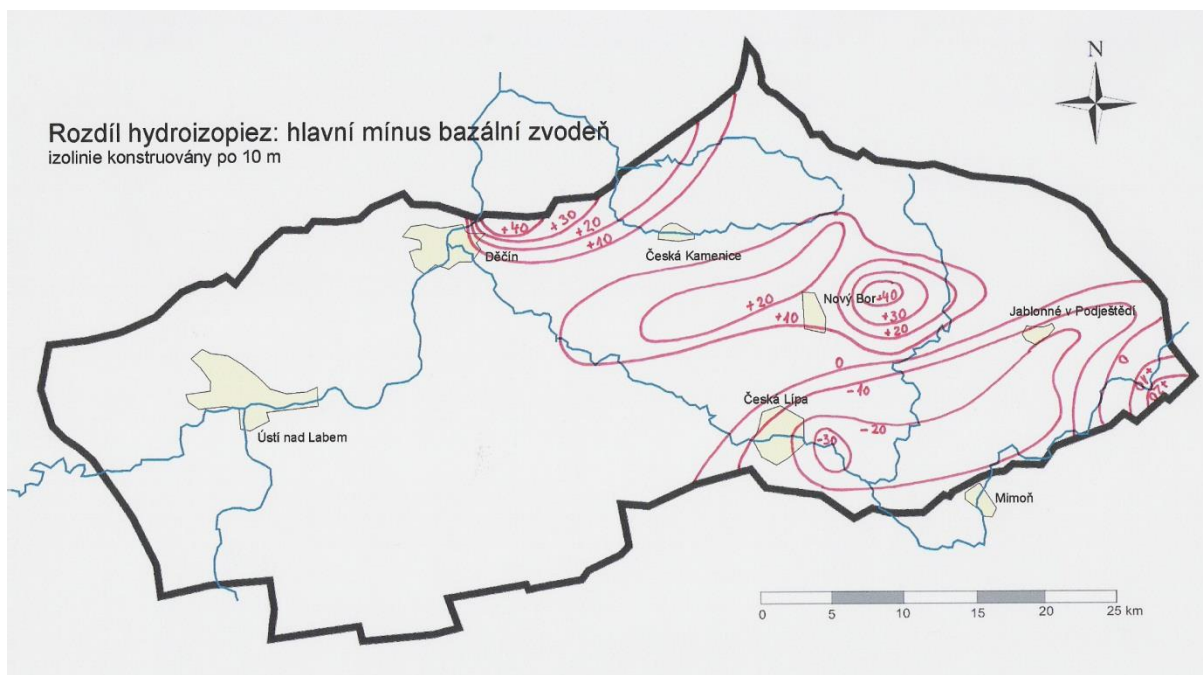
Svrchní křídový komplex (D) je vázán na březenské a zejména merboltické souvrství v benešovské synklinále. Erozními údolími jsou jeho výskyty rozčleněny na více zvodněných subsystémů bilančně samostatných s infiltrací v plochách jejich výskytů a s drenáží podzemní vody do okolních vodních toků – zejména Ploučnice s jejími přítoky a horního toku Kamenice. Střídání kolektorů a izolátorů (především ve flyšoidním vývoji) umožňuje vznik zavěšených zvodní. Právě kvůli nim může úroveň hladiny svrchní zvodně výrazně kolísat v čase i prostoru a její vyjádření ve formě hydroizohyps nebývá jednoduché a často dobře nepostihuje skutečnost.

Hladina je většinou volná a v centrální části zkoumané struktury má úroveň výrazně výše než piezometrická úroveň bazálního a hlavního kolektoru. Proto v případech příznivé litofaciální nebo strukturní situace nelze vyloučit možnost vertikálního přetoku ze svrchního kolektoru. S výjimkou situace diskutované v kap. 3.1. (přetok v sousedství infiltrační oblasti) však půjde spíše o ojedinělé případy kvůli velké mocnosti svrchního izolátoru (jak vyplývá z vedení hydrogeologických řezů v příloze 1).

3.2.4. Diskuse vzájemné komunikace mezi bazálním a hlavním kolektorem

Z definování hydrogeologických těles v zájmovém území a z analýzy charakteru proudění vyplynul závěr, že bazální a hlavní křídový kolektor jsou ve velmi úzké souvislosti a vzájemné komunikaci, není proto možné je posuzovat odděleně. Komunikace mezi kolektory je daná několika aspekty:

- Časté tektonické postižení zkoumaného prostoru, jím vzniklá kerná stavba s různou výškou vertikálního posunu ker zapříčinila občasné propojení bazálního a hlavního kolektoru, které se občas dostaly proti sobě v jedné výškové úrovni (např. v řezu č. 1 na bechlejovickém a kamenickošenovském zlomu, na řezu č. 4 v děčínském zlomovém poli, případně na jablonném zlomu a doubickém zlomovém poli řezu č. 6 – příloha 1) a je možný tak přímý tok podzemní vody
- Existence významnějšího hydraulického gradientu mezi oběma kolektory, který je zásadní podmínkou zahájení proudění. Za tím účelem byla zkonstruována rozdílová mapa hydroizopiez hlavní minus bazální zvodně (obr. 3.7.). Z mapky vyplývá, že v jv. části území (kromě cípu u Křižan) existuje vyšší piezometrická úroveň bazální zvodně (v maximu až o 30 m), tzn. že v oblasti východně od České Lípy existuje potenciální vzestupné proudění, které nastává i reálně (díky tektonickému postižení), protože oblast Českolipska je významnou drenážní zónou nejen hlavního, ale i bazálního kolektoru.
- V centrální části struktury v širším okolí Nového Boru existuje opačná anomálie, existuje zde tedy potenciální sestupné proudění (maximální rozdíl je až 40 m východně od Nového Boru); tato anomálie se táhne na západ až k Žandovu. Tato zóna je zeleně zakreslena i na obr. 3.1., jako potenciální přetoková zóna z hlavního do bazálního kolektoru. Protože v tomto území je již plně vyvinut spodnoturonský izolátor, možné přetékaní může souviset jen s tektonickým porušením tohoto izolátoru. V úvahu přichází především kamenickošenovský zlom (viz též situace na řezu č. 1 v příloze 1), vyloučit ale nelze ani uplatnění dalších zlomů zasahujících do této oblasti – svorský, prácheňský, kerhartický a českokamenické zlomové pole.
- Podobná anomálie (v maximu až 40 m převýšení piezometrické úrovně hlavní zvodně nad zvodní bazální) je indikováno i východně děčínské drenážní oblasti. Je to poměrně zajímavá situace naznačující sestupné potenciální proudění v drenážní oblasti, což není zrovna typické. Možné vysvětlení této situace je následující: rozdíl vzniká v prostoru tektonických ker mezi kerhartickým zlomem a děčínským zlomovým pásmem, tedy v samém severním pruhu zájmového území. Zdá se, že tyto struktury působí drenážní funkcí na bazální kolektor výrazně více než na kolektor hlavní, který se odvodňuje až přímo v děčínském prostoru na některém z příčných zlomů s.-j. směru (např. choratickém zlomu). Je však nutno i podotknout, že informací o piezometrické úrovni bazálního kolektoru je v děčínské oblasti minimum, a že jednoznačnější osvětlení celé situace by přinesl až nový průzkumný vrt v centru děčínské drenážní oblasti.



Obr. 3.7 Mapa rozdílu hydroizopiez hlavní minus bazální kolektor. Zpracováno na podkladě údajů Nakládala et al. (1987) aktualizovaných podle nových vrtných dat. Izolinie konstruovány po 10 m.

3.2.5. Antropogenní ovlivnění proudění podzemní vody

Současné proudění vod v z. části obou uvedených kolektorů je zásadně ovlivněno antropogenními zásahy. Ještě na konci 19. století zde nebyly termální vody, až na indicie jejich přítomnosti na Děčínsku (Lázně sv. Josefa známé od 18. století s mírně teplými vodami – Glöckner 1997) vodami, vůbec známy.

3.2.6. Vliv těles neovulkanitů na proudění podzemní vody

V centrální části struktury, zvláště mezi toky Ploučnice a Labe, ale i východně od Děčína, západně od Nového Boru aj.) jsou významné výskyty neovulkanických těles, ať už povrchových vulkanitů s pyroklastiky nebo subvulkanických těles různých tvarů a délkové průběžnosti vulkanických žil.

Vlivem neovulkanitů na hydrogeologické poměry křídových sedimentů se podrobně zabýval v rámci výzkumu strážského bloku Pazdírek (1991), případně spolu s Kleinem (1995). Z jeho hlavních závěrů je užitečné uvést následující:

- Žíly neovulkanitů jsou příčně nepropustné, v případě, že jde o žíly málo mocné (v desítkách cm, max. do 1-2 m), mohou díky občasnému rozpuštění působit jen jako polonepropustné polohy. V případě jejich umístění napříč proudění podzemní vody mají bariérový a vzdouvací efekt.
- Z hornických prací v oblasti Hamru a Křížan (bazální kolektor) vyplynul poznatek, že exokontakt žil v pískovcovém prostředí je porušen do vzdálenosti 2-3 m doprovodnými paralelními puklinami. Tyto pukliny lokálně zvyšují propustnost horninového prostředí v bezprostředním okolí vulkanitu a usměrňují proudění podzemní vody podél kontaktu s neovulkanitem.

- Ojedinele byly zaznamenány v dolech i jevy „kanálových propustností“, kdy podél kontaktů významnějších žil vznikly až kavernózní zející pukliny s extrémními hodnotami průtočnosti ve směru podél těchto vulkanických žil.
- Pokud tyto poznatky aplikujeme na exo- a endo-kontakty komínových brekcií (diatrém), mohou se tyto stát možnými místy vertikální komunikace mezi různými kolektory

Na základě těchto poznatků je možné vulkanické žíly dělit do následujících skupin:

- Žíly příčně nepropustné – za ně obvykle považovány jen žíly mocnější než 2 m
- Žíly příčně polopropustné – za ně jsou obvykle považovány žíly s mocností menší než 2 m, případně žíly s malou a nejistou délkovou průběžností a velkým kolísáním mocnosti na krátké vzdálenosti
- Žíly s „kanálovou“ propustností – Klein, Pazdírek (1995) zdůrazňují, že všechny příčně nepropustné žíly, které byly fyzicky vizuálně zkoumány v prostoru důlních děl, měla ve svém těsném sousedství preferenční cesty proudění podzemní vody s extrémními hodnotami průtočnosti. Tento fakt navozuje otázku, do jaké míry jde o vlastnost obecnou a charakteristickou pro nepropustné žíly jako takové.
- Žíly se zvýšenou propustností podél kontaktu – do této skupiny jsou řazeny všechny žíly bez zjištěných informací o „kanálové“ propustnosti.

Závěrem je třeba říci, že jde o velmi důležité závěry pro lokální studium proudění podzemní vody. Z nich vyplývají dvě zásadní doporučení:

- větší vulkanická tělesa s mocností přes 2 m lze s vysokou mírou jistoty brát jako příčně nepropustná, tělesa o menších mocnostech jako polopropustná
- podél vulkanických těles lze prakticky vždy očekávat zónu zvýšených propustností ve směru podélném s těmito tělesy, a velmi často dokonce existenci extrémně propustných preferenčních cest; z regionálně hydrogeologického hlediska se pak vulkanická tělesa mohou jevit jako struktury významně usměrňující tok podzemní vody ve směru svého protažení

3.3. Zóny drenáže podzemních vod bazálního a hlavního kolektoru

Jak již vyplynulo z textu předchozí kapitoly, zkoumaná hydrogeologická struktura zakleslé středohorské kry má několik drenážních zón. Hlavní z nich jsou uvedeny na obr. 3.1.

Z porovnání původního přírodního napětí podzemních vod na Ústecku a Děčínsku lze vyvodit, že v době před zahájením intenzivního využívání těchto vod existovaly dvě hlavní zóny drenáže: u Bystřan, a na Děčínsku a Kamenicku. Následně vznikla zcela nová, umělá drenážní zóna v prostoru Ústí nad Labem, a kromě toho existuje ještě několik dalších přírodních drenážních oblastí v jižní části území.

3.3.1. Bystřansko-ústecká drenážní oblast

Zatímco u Bystřan docházelo k původnímu přírodnímu odvodnění bazálního křídového kolektoru, na Ústecku došlo antropogenním zásahem nejen k vytvoření nové, dříve neexistující rozsáhlé umělé deprese v piezometrickém povrchu bazální zvodně, ale také k

zásadní změně směrů regionálního proudění – mj. k obrácení hydraulického gradientu mezi Bystřany a Ústím nad Labem, jak je popsáno v předchozí kapitole. Zvýraznění, popř. vytvoření uvedených piezometrických depresí mělo a má za následek zrychlení proudění podzemní vody v celé ústecké části bazálního kolektoru. Vliv drenáže lze vysledovat až k hydroizopieze 240 m n.m., tzn. na východ až k Zubrnícím.

Původní piezometrické poměry (rekonstrukce)

Představy o základních směrech přírodního proudění podzemních vod v době před počátkem jejich významného antropogenního ovlivnění piezometrických poměrů odběry podzemních vod mohou přispět k úvahám o regionálních souvislostech podzemních vod v rámci celého zvodněného systému. Původní piezometrický povrch bazální křídové zvodně v zájmovém území lze odhadnout jen podle původních údajů o velikosti tlaku na ústí nejstarších vrtů. V době zastížení vůbec první termy v bazálním křídovém kolektoru (BKK) zájmového území vrtem provedeným v r. 1888 v Bystřanech jv. od Teplic byl zjištěn tlak vody cca 1,6 at, odpovídající výtlačné úrovni kolem 207 m n.m. (udávaná teplota vody je 23° až 24° C). Teprve po více než dvaceti letech byl proveden první vrt do BKK v Ústí n.L. – v továrně Wolfrum v r. 1911. Udávaný přetlak 7,2 at. odpovídá výtlačné úrovni cca 218 m n.m. Ještě větší hodnota přetlaku (8,0 at.) je uváděna z vrtu v ústecké sklárně, realizovaného v r. 1912. Z uvedených hodnot lze odvodit odpovídající přírodní piezometrickou úroveň bazální křídové zvodně (BKZ) v Ústí n.L. kolem 220 až 225 m n.m. Pozdější hydrogeologické průzkumy (zejména Čadek et al. 1968, Hazdrová 1971) jednoznačně prokázaly hydraulickou souvislost BKZ mezi Ústím n. L. a Bystřany. Za přírodních poměrů tedy nepochybně existoval sklon piezometrického povrchu BKZ a převládající směr proudění podzemní vody k Z až JZ od Ústí n.L. k Bystřanům (tedy i k lázním Teplice), se zónou drenáže BKK v údolí Bystřanského potoka v prostoru Bystřan.

Současná antropogenně ovlivňovaná situace

Původní přírodní hydrogeologické poměry (kap. 6.2.2) byly významně ovlivněny navrtáním terem v Bystřanech jv. od Teplic (dva vrty z let 1888 a 1897) a zejména v Ústí n.L. První tři vrty v prostoru Ústí nad Labem, vyhloubené v letech 1911-12 (v textilní továrně Wolfrum I, v Městských lázních a ve sklárně) a další novější vrty vedly v důsledku dlouhodobého využívání termální vody o teplotě 30° až 32° C k zásadní regionální změně piezometrických poměrů bazální křídové zvodně. Na Ústecku vznikla výrazná piezometrická deprese, představující novou umělou zónu drenáže v západní části benešovské synklinály. V důsledku existence této drenážní zóny došlo k obrácení hydraulického gradientu mezi Bystřany a Ústím n.L. a omezení vlivu původní přírodní zóny drenáže zvodněného systému u Bystřan. Podzemní vody tak nyní převážně proudí od Bystřan k Ústí n.L.

Vyvolanou piezometrickou depresí na Ústecku navíc došlo k zrychlení proudění podzemní vody v BKK také z ostatních směrů. Pro současné výsledné chemické složení a teplotu ústeckých term se jeví významná kombinace přítoku podzemních vod na Ústecko ze dvou směrů, jednak od V, popř. SV, jednak od SZ.

Odběry na Ústecku byl nepochybně zvýrazněn také přítok podzemní vody od SZ k Ústí n.L. Čadek et al. (1968, str. 118) a Hazdrová (1971) předpokládali v širším okolí Telnice, kde bylo vrtem TH-39 v blízkosti krušnohorského zlomového pásma prokázáno silně porušené

krystalinikum v podloží křídý, infiltrační území ústeckých term. Lze nepochybně souhlasit, že v tomto prostoru k infiltraci dochází. Studená podzemní voda, postupující z tohoto prostoru k Ústí n.L., může však mít degradující účinek na ústecké termy (viz více kap. 4).

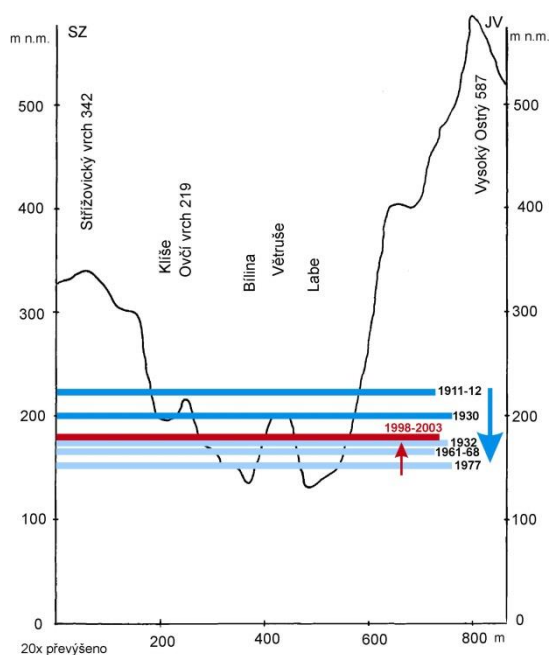
Od doby objevení a prvního využití byly termální vody v prostoru Ústí n.L. a okolí zachyceny cca 20 průzkumnými a exploatačními vrtý; ústecká drenážní oblast je tak výrazně více prozkoumána než oblast děčínská. Většina z vrtů již dnes neexistuje, neboť postupně byly více či méně odborně likvidovány.

V současné době je termální voda v Ústí nad Labem využívána 4 vrtý:

- Koupaliště Klíše zásobuje nový vrt ULK-1 z r. 1998, umístěný přímo na území koupaliště, na rozdíl od dříve využívaného vrtu HÚ-1, situovaného mimo objekt koupaliště v Ústí nad Labem - Předlicích.
- V Městských lázních byl v říjnu 2001 dokončen nový vrt ML-2, který nahradil starý vrt ML-1 z r. 1912. Likvidace starého vrtu byla ukončena v listopadu 2001.
- Pro koupaliště Brná byl v r. 2003 dokončen nový vrt HB-2, který nahradil starší již nevyhovující vrt HB-1.
- Všechny výše uvedené nově vyhloubené vrtý v období 1998 až 2003 představovaly náhradní zdroje za předchozí starší vrtý. Čtvrtý vrt ZOO, dokončený v březnu 2001 v ústecké zoologické zahradě, představuje podstatnou výjimku, neboť v tomto místě dříve nebyl žádný vrt s termální vodou využíván. Vrt je specifický také způsobem využití: pro vytápění objektů zoologické zahrady.

Dříve používané vrtý v katastru města byly vesměs zlikvidovány tlakovou tamponáží kromě vrtu HB-1 z r. 1968 v Brné, o jehož dalším osudu se zatím nerozhodlo. Již dříve byl zlikvidován starý vrt v Brné z 1930, označovaný jako Střekov (Š), dále 3 vrtý v průmyslové zóně (jeden ve sklárně, dva v textilní továrně – původně Wolfrum, též Textilana či Vlnola) a výše zmíněný starý vrt v Městských lázních.

Současná výše odběrů se pohybuje kolem 25-30 l/s, vrt v ZOO do značné míry vyrovnal nerovnoměrnost odběru, protože má maximální odběry v zimním období, zatímco ostatní vrtý slouží spíše v letní sezóně. Přesto dosahovaná maxima jsou většinou v létě a zimní odběr je mírně nižší. Zajímavou informaci o změnách piezometrické úrovně bazální křídové zvodně poskytuje obr. 3.8. Ukazuje postupnou degradaci celé struktury projevující se stálým poklesem piezometrické úrovně, a to od doby otevření struktury v roce 1911 (nejvýraznější pokles tlaku nastal hlavně v období do roku 1932), a další pomalejší pokles pokračoval až do 70.-80. let 20. století. Na konci 90. let, kdy se jednak snížily odběry termální vody vlivem ukončení průmyslových provozů a jednak se postupně přistoupilo k odborné likvidaci starých vrtů s volným odtokem termální vody (tlakovou cementací), se situace začala částečně zlepšovat, a to i přes fakt, že se do provozu uvedl nový vrt ZOO. Další zlepšení situace je závislé na tom, zda se podaří tlakově uzavřít i vrt HB-1 v Brné, kterým uniká nezjištěné množství termální vody (odhady hovoří až o 10-15 l/s) nekontrolovatelně do fluválních náplavů Labe.



Obr. 3.8. Schématický řez ústeckou kotlinou SZ-JV s naznačenými piezometrickými úrovněmi bazální křídové zvodně v různých letech během její exploatace. Zkonstruováno na základě dostupných dat.

3.3.2. Děčínsko-kamenická drenážní oblast

Okolí Děčína bylo již za přírodních poměrů regionální zónou drenáže celého zvodněného systému. Docházelo zde k odvodnění nejen hlavního, ale také bazálního kolektoru, a to prostřednictvím nadložních křídových kolektorů a vertikálního vzestupného přetékání z hlubších kolektorů do mělčích. Termální indicie v údolí Kamenice v místech křížení jejího toku s českokamenickým zlomovým polem a doprovodnými zlomy, naznačují důležitou funkci tektonických struktur pro odvodnění hlubokých křídových kolektorů.

Na Děčínsku byl nejstarší vrt vyhlouben ve Vilsnici j. od Děčína (fa. Redlich) v r. 1906 do konečné hloubky 176,2 m a ukončen v jizerském souvrství. Byla zde zjištěna výtlačná úroveň kolem 40 m nad terénem, odpovídající piezometrickému napětí ca 180 m n. m. (což je hodnota, která např. podle obr. 3.5. indikuje jednoznačně existenci přírodní drenážní báze). Počáteční přeliv vody z vrtu byl ca 32 l/s a teplota vody 24,6° C. Je nutno zdůraznit, že až do současné doby nedosáhl v prostoru děčínské drenážní báze bazálního kolektoru žádný z vrtů – všechny využívané vrty skončily v kolektoru hlavním. Nově dokončený vrt ve Vilsnici 2H 295 (blíže viz kap. 1.5.) sice dosáhl až báze křídových sedimentů, zastížený litologický profil je ale netypický, obtížně interpretovatelný a navíc se vlastní vrt nachází poměrně daleko od vlastní drenážní báze, takže ne zcela odpovídá na položené otázky, spíše nastoluje další.

Současná deprese v piezometrickém povrchu (na hodnotách cca 160 m n.m.) jak hlavní, tak bazální zvodně na Děčínsku nepochybně v menší míře (odhadem kolem 180 m n.m.) existovala již za přírodních poměrů a byla jen zvýrazněna současnými odběry podzemních/termálních vod. Zvýraznění uvedené piezometrické deprese mělo a má za následek zrychlení proudění podzemní vody. Vliv intenzifikace odběrů lze vysledovat směrem na V zhruba na hydroizopiezu 240 m n.m., tzn. cca k Benešovu n. P.

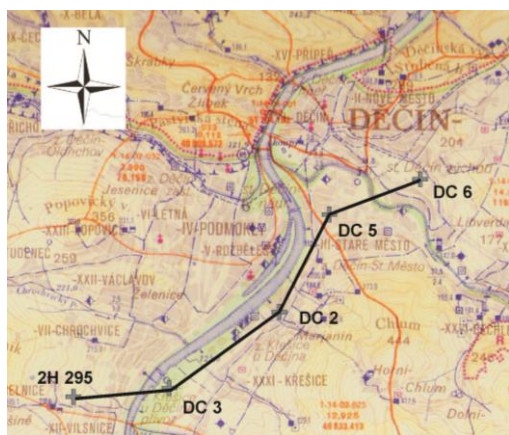
Dokladem přírodního odvodnění jsou údaje uváděné Glöcknerovou a Glöcknerem (1997) -

vývěry podzemních vod o teplotách kolem 17°-18° C na Děčínsku, zaznamenávané v minulosti (minimálně od r. 1874 – lázně sv. Josefa v Děčíně na levém břehu Labe na s. okraji města), ale i hypsometrická, geologicko-tektonická a hydrogeologická pozice soutokové oblasti Ploučnice a Jílovského potoka s Labem v prostoru děčínského zlomového pole a jeho jižním sousedství. V této zóně drenáže lze očekávat odvodnění bazálního křídového kolektoru prostřednictvím nadložních křídových kolektorů, zejména v důsledku značného tektonického postižení tohoto prostoru a vertikálního vzestupného proudění (přetékání) z hlubších kolektorů do mělčích. Toto vzestupné vertikální proudění podzemní vody, zintenzivněné v současnosti odběry z hlavního křídového kolektoru, může přispívat k zvýšení teploty v hlavním (jizerském) kolektoru vlivem konvekčního přínosu tepla z hloubky. Obdobnou situaci s drenáží podzemní vody lze předpokládat rovněž v údolí Kamenice v místech křížení jejího toku s českokamenickým zlomovým polem a doprovodnými zlomy pod Českou Kamenicí. Podle ústního sdělení RNDr. V. Nakládala existují v tomto území povrchové termální indicie drenáže teplých vod do Kamenice

Prozkoumanost drenážního území Děčína je významně menší než Ústecka, formulace závěrů o hydrogeologických podmínkách této oblasti tak je zatížena mnohem větší nejistotou. V podstatě z užšího prostoru Děčína je známo 7 vrtů DC-1 až DC-7, které byly odvrtny vesměs V. Nakládačem v posledních 30 letech. Využívány jsou jen některé z posledních cca 3-4 vrtů pro účely využívání geotermální energie teplé vody pro účely městského vytápění Děčína. Celkové průměrné využívané množství se pohybuje na úrovni cca 150 l/s (V. Nakládal - ústní informace).

O charakteru vzájemné komunikace mezi bazálním a hlavním kolektorem svědčí schématický hydrogeologický řez napříč Děčínem ve směru JZ-SV, tzn. od Vilsnice na Nové Město mezi vrtů – 2H295 – DC3 – DC2 – DC5 – DC6 (viz obr. 3.9.). Z řezu je patrné několik skutečností:

- nový vrt 2H295 ve Vilsnici nezastihl izolátor mezi bazálním a hlavním kolektorem
- poklesy na choratickém a kerhartickém zlomu jsou dostatečné pro to, aby došlo k propojení bazálního a hlavního kolektoru
- charakter a mocnost izolátoru mezi bazálním a hlavním kolektorem není v Děčíně ověřen, a i když jeho přítomnost vyplývá z ukončení některých průzkumných vrtů, zvláště ve světle nových údajů z vrtu 2H295 by bylo vhodné tyto údaje získat
- v každém případě již dnes lze udělat závěr, že i když exploatační vrtů využívají v Děčíně jen hlavní kolektor, nesporně odběrem ovlivňují i kolektor bazální.





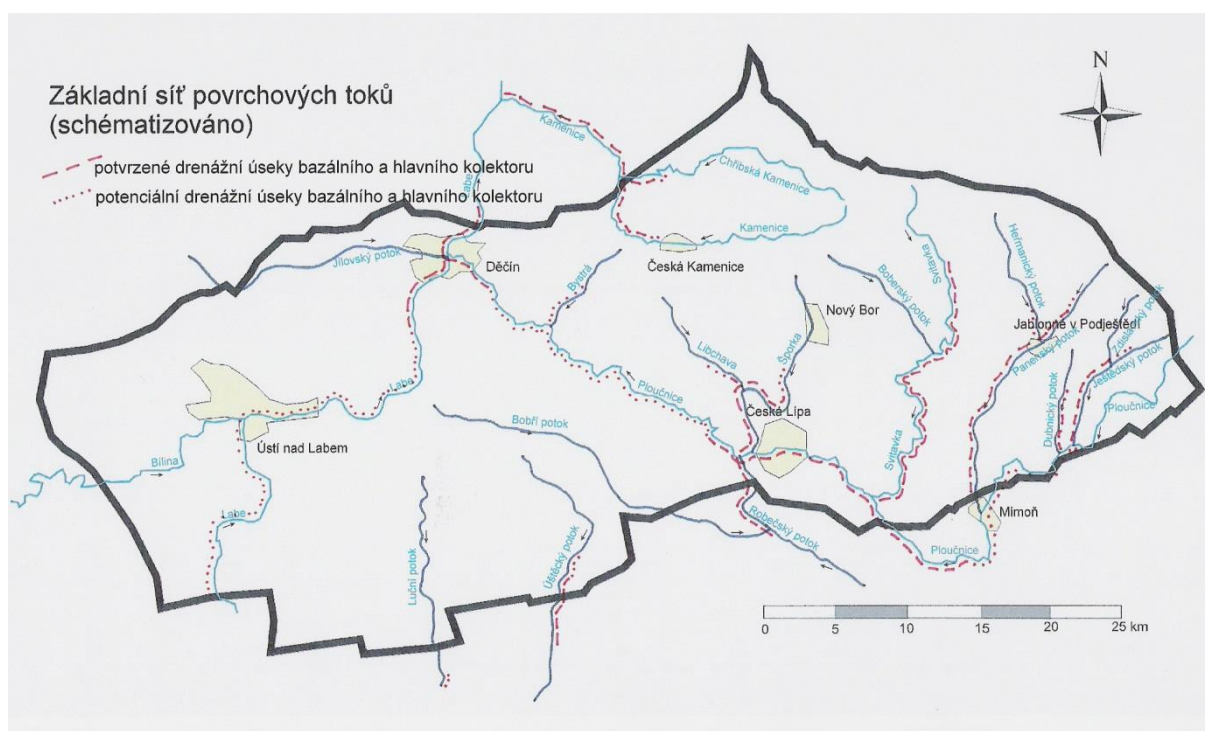
Porovnáním hydroziopiez a úrovní povrchových toků byly stanoveny úseky toků s drenážním účinkem, který byl rozdělen na potvrzení drenážní úseky (na základě výsledků průzkumů a analýzy litofaciální situace v daných místech) a na ostatní úseky s potenciálním drenážním účinkem. Tyto úseky jsou uvedeny v tab. 3.1. a na obr. 3.10.

94

Tab. 3.1. Přehled potenciálních drenážních úseků povrchových toků (žlutě zvýrazněny)

tok	místo	úroveň hladiny (m n.m.)	úroveň hladiny hlavního kolektoru (m n.m.)	úroveň hladiny bazálního kolektoru (m n.m.)	komentář
Boberský potok	Cvikov	370	350	310	potok drénuje jen kolektor D
Bobří potok	Verneřice	515	255	255	horní tok odvodňuje jen D
	Kravaře	287	260	255	i střední tok odvodňuje jen svrchní kolektor D
Bystrá	Markvartice	250	237	222	horní tok drénuje jen svrchní kolektor
	Dolní Habartice	220	242	235	na středním toku začíná potenciální drenážní funkce pro oba kolektory
	Benešov n.P.	190	244	242	v blízkosti ústí se zvětšuje velikost potenciální drenáže obou kolektorů
Dubnický potok	dolní tok	3111-315	311-315	315-320	dolní tok se projevuje jako nevýznamná drenáž, především bazálního kolektoru
Chřibská Kamenice	Jetřichovice	230	210	230	spodní část toku je mírnou drenáží bazálního kolektoru
	Rynartice	263	225	233	úsek nad Jetřichovicemi drénuje jen kolektor D
Ještědský potok	Žibřidice	357	360	360	horní tok má mírný drenážní účinek pro oba kolektory
	dolní tok	312	311	320	dolní tok přestává být drenáží pro hlavní kolektor
Jílovský potok	Libouchec	290	250	250	potok se nepodílí na drenáži bazálního ani hlavního kolektoru
	ústí v Děčíně	122	150	150	drenáž se uplatňuje až v labském údolí
Kamenice	Česká Kamenice	264	235	232	většina toku Kamenice drénuje jen kolektor D
	ústí s Chřibskou K.	197	200	220	významná drenáž obou kolektorů nastává až na dolním toku
Labe	Litoměřice	143	150	150	Liotměřicko je nesporně přirozenou, i když vedlejší drenážní bází obou kolektorů
	Brná	140	170	170	potenciální drenáž obou kolektorů, reálně se asi neuplatňovala pro nepříznivý litologický vývoj
	Ústí nad Labem	132	170	170	potenciální drenáž obou kolektorů, reálně se asi neuplatňovala pro nepříznivý litologický vývoj
	Děčín	122	150	150	hlavní přírodní drenážní báze obou kolektorů
	Hřensko	116	130	130	vedlejší přírodní drenážní báze severní části zájmového území (Kamenicko)

Libchava	dolní tok	255-270	265	260	drenáž je omezena na nejspodnější část toku při ústí do Šporky
Luční potok	Třebušín	297	180	180	potok není v zájmovém území drenážní bází bazálního ani hlavního kolektoru
	Těchobuzice	230	175	175	potok není v zájmovém území drenážní bází bazálního ani hlavního kolektoru
	Býčkovice	220	185	160	potok není v zájmovém území drenážní bází bazálního ani hlavního kolektoru
Panenský potok	Rynoltice	345	330	337	horní tok nedrénuje hlubší kolektory
	Židovice	319	325	335	od Židovic se Panenský potok projevuje jako významná drenážní báze obou kolektorů
	Jablonné	307	305	325	od Jablonného se snižuje význam drenáže hlavního kolektoru
	Tlustce	294	295	315	střední tok se projevuje především jako drenáž bazálního kolektoru
	Pertoltice	282	290	305	na dolním toku se obnovuje drenážní funkce i pro hlavní kolektor
Ploučnice	Brenná	260	270	273	potvrzená drenážní oblast obou kolektorů
	Česká Lípa	250	260	275	potenciální drenáž obou kolektorů
	Stružnice	237	260	255	potenciální drenáž obou kolektorů, reálně se asi uplatňuje minimálně kvůli nepříznivému litologickému vývoji
	Žandov	231	260	245	potenciální drenáž obou kolektorů, reálně se asi uplatňuje minimálně kvůli nepříznivému litologickému vývoji
	Benešov n.P.	180	245	240	potenciální drenáž obou kolektorů, reálně se asi uplatňuje minimálně kvůli nepříznivému litologickému vývoji
	Děčín	122	150	150	potenciální drenáž obou kolektorů
Robečský potok	Peklo	245	250	265	potvrzená drenážní oblast obou kolektorů
Svitavka	Kunratice	315	330	320	Svitavka je významným drenážním tokem východní části území pro oba kolektory
Šporka	dolní tok	245-250	265-270	268-270	potenciální drenáž obou kolektorů
	Nový Bor	333	285	275	horní tok odvodňuje jen D
Úštěcký potok	Brusov	326	252	252	tok odvodňuje jen D
	Dubičná	277	250	251	horní část toku odvodňuje jen D
	Lukovsko	238	280	247	na hranici zájmového území se potok stává drenážní bází obou kolektorů, významněji hlavního



Obr. 3.10. Základní síť povrchových toků (schématicizováno) s uvedením drenážních úseků bazálního a hlavního kolektoru potvrzenými (čárkovaně) a potenciálními (tečkovaně)

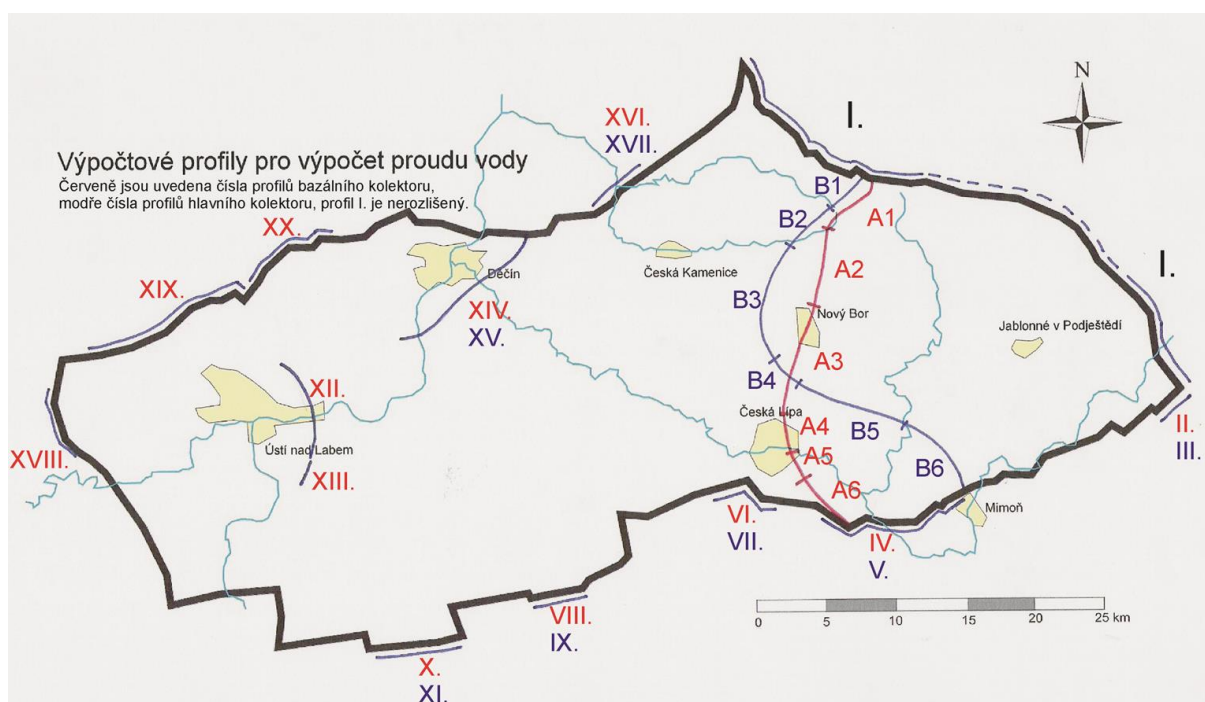
3.4. Hydrologické bilanční odhady

Nezbytnou součástí konceptuálního modelu je i naznačení kvantifikace zdrojů podzemní vody. V rámci této práce byla zvolena orientační metoda hydrologické bilance a metoda proudu založená na jednoduché aplikaci Darcyho zákona ($Q = T \cdot M \cdot I$, kde Q je průtok, T je koeficient transmisivity, M je šířka proudu a I je hydraulický gradient). Nebylo účelné volit sofistikovanější metody, protože na tento konceptuální model bude navazovat podrobný numerický model proudění, kde bude tato otázka řešena velmi důkladně. Zde provedené výpočty a úvahy mají pouze nastavit jakýsi rámec dalších prací, případně upozornit na možné základní nejasnosti.

Z hlediska metodiky bylo postupováno ve 4 krocích:

1. byly určeny primární přírodní zdroje ve formě podzemního odtoku ve vymezených infiltračních územích včetně dalších přítoků do struktury
2. metodou proudu byl stanoven průtok podzemní vody na hydroizopieze 270 m n.m. a porovnán s přírodními zdroji stanovenými v prvním kroku; zjištěný rozdíl tvoří povrchová drenáž v meziúzemí
3. metodou proudu byly dále otestovány místa drenáže podzemních vod bazálního a hlavního kolektoru a místa přetoku mimo strukturu.
4. stanovený proud podzemní vody do exploatačních oblastí (Děčínsko, Ústecko) byl porovnán s dosavadními odhady a výpočty

Všechny použité výpočtové profily v metodě proudu jsou uvedeny na obr. 3.11.



Obr. 3.11. Výpočtové profily pro výpočet proudu podzemní vody

3.4.1. Přírodní zdroje podzemní vody

Přírodní zdroje podzemní vody byly vícekrát odhadovány podle velikosti podzemního odtoku. Ten je tvořen zejména pozvolnými přírony do hlavních toků zvodněného systému – Ploučnice, Kamenice a Křinice a jejich přítoků. Část podzemní vody je drénována přímo Labem, popř. jeho menšími levostrannými přítoky. Prameny jsou všeobecně ve srovnání s přírony do vodních toků méně významné. Ve vyšších nadmořských výškách v. části zvodněného systému dochází k odvodnění svrchního kolektoru (D) a zčásti také kolektoru středního (BC). Velikost podzemního odtoku závisí především na litologickém vývoji kolektorů a v menší míře na plošném rozdělení srážkových úhrnů. Nejvyšší dlouhodobý průměrný specifický podzemní odtok byl zjištěn v jetřichovické antiklinále s téměř výlučně pískovcovými výchozy - $8,3 \text{ l/s km}^2$. Naopak v územích s povrchovým rozšířením terciérních vulkanitů a křídových pelitů v západní části systému se hodnoty průměrného specifického podzemního odtoku pohybují nejvýše mezi 2 až 3 l/s km^2 . Ve vymezené infiltrační oblasti bazálního a hlavního kolektoru se podzemní odtok pohybuje v hodnotách $5-7 \text{ l/s km}^2$ (Krásný et al. 1982). Odvodnění hluboko uložených křídových kolektorů je omezeno jen na výše uvedené zóny regionální drenáže. Přírodní zdroje a využitelná množství podle rajonů a bilančních celků uvádí Herčík et al. (1999), případně i Olmer, Kessl (1990). Tato data jsou ale jen částečně použitelná, protože v těchto pracích se používá jiného ohraničení území a větší důraz je kladen na svrchní kolektory.

Druhou skupinou prací jsou speciální práce zaměřené na výpočet množství termálních vod využitelných buď na Ústecku, nebo Děčínsku.

3.4.2. Využitelné množství ústeckých termálních vod

Do současné doby se využitelným množstvím ústeckých termálních vod zabývalo několik autorů.

Nejstarším dostupným pramenem je práce Hazdrové (1962), která poukázala na výrazné vzájemné ovlivňování vrtů. Cituje Seemanna (1913), kdy po vyvrtání vrtu ve sklárně v roce 1912 s přetlakem 0,8 MPa došlo během týdne na vrtu Wolfrum I k poklesu tlaku z 0,7 na 0,4 MPa a pokles vydatnosti byl pozorován až do roku 1932, kdy se ustálil na 5-6 l/s (1918 7 l/s, 1923 6,7 l/s, 1926 6,25-6,55 l/s, 1928 6,3 l/s). Samotný vrt ve sklárně měl zaznamenaný pokles vydatnosti z 49,8 l/s při naražení až na 17 l/s v roce 1961 (1913 47 l/s, 1915 46 l/s, 1918 43 l/s, 1930 28,7 l/s, 1931 29,5 l/s). S tím souvisel pokles přetlaku až na 0,14 MPa v roce 1962. Pozdější údaje nejsou známy. Protože vydatnost vrtu Wolfrum I přestávala stačit, stará studna byla zacementována a byla vybudována nová – Wolfrum II s hloubkou 427 m. vrt narazil dva horizonty termální vody (v 358 a 427 m, spodní horizont byl však zatěsněn z důvodu vysokého obsahu železa). Při přetlaku 0,23 MPa byl přetok 17 l/s, v roce 1962 poklesl na 13 l/s. Vrt Š v Brné (Střekově) měl v roce 1930 naraženou vydatnost 19,11 l/s a přetlak 0,5 MPa, v roce 1932 vydatnost klesla na 14,5 l/s a v roce 1962 na 7 l/s s odhadovaným přetlakem 0,15 MPa.

Výpočet využitelného množství celé ústecké termální struktury uvádí Čadek et al. (1968). Vychází z tehdejších odběrů termálních vod, známých informací z jejich vzájemného ovlivňování a z regionálních dat. Došel k hodnotě 41 l/s, která byla o 14 l/s vyšší než tehdejší odběry a při níž by došlo k poklesu hladiny termálních vod pod terén.

Odhadem využitelného množství se zabýval i Šula, Zeman (1996). Na základě posouzení struktury došli k závěru o celkovém využitelném množství termálních vod 30 l/s, z čehož se 20 l/s týká centrální části města a 10 l/s Brné.

Další úvahu uvádí Pištora et al. (1999), kde se v závislosti na výtlačné úrovni termy diskutuje o hodnotách 30-48 l/s (uváděné maximum by znamenalo pokles výtlačné úrovně pod 130 m n.m., tj. pod dnešní úroveň Labe).

Závěrem je možné konstatovat, že provedené výpočty a odhady se pohybují v poměrně neširokém rozmezí 30-48 l/s, což je i podle našeho názoru vhodný interval jako podklad dalších prací, zpřesňujících výpočtů a úvah, které vyústí v bilanční model celé hydrogeologické struktury.

3.4.3. Využitelné množství děčínských termálních vod

Stanovením využitelné vydatnosti děčínských termálních vod se zabýval Nakládal (1999). Ve své regionální studii řešil bilanci metodou proudu a došel ke stanovení přírodních zdrojů hlavního kolektoru v prostoru Děčína na 150 - 220 l/s.

3.4.4. Stanovení přírodních zdrojů v infiltračním území

Analýza srážek podle údajů ČHMÚ (evapotranspirace standardizovaného travního porostu)

Tab. 3.2. Srážky a odtok, stanice Varnsdorf (ČHMÚ), 1987-2006

	srážky (mm)	evapotranspirace (mm)	odtok (mm)	odtok (% srážek)
1987	828.2	482.6	345.6	41.73
1988	903.6	542.5	361.1	39.96
1989	602.3	530.4	71.9	11.94
1990	709.7	589.3	120.4	16.96
1991	632.7	522.1	110.6	17.48
1992	799.6	613.5	186.1	23.27
1993	933.9	584.1	349.8	37.46
1994	1008.8	560.9	447.9	44.40
1995	941.0	514.7	426.3	45.30
1996	689.1	456.0	233.1	33.83
1997	898.2	536.3	361.9	40.29
1998	846.8	550.2	296.6	35.03
1999	745.0	544.2	200.8	26.95
2000	736.5	539.1	197.4	26.80
2001	1013.5	537.1	476.4	47.01
2002	845.7	533.7	312.0	36.89
2003	537.3	462.0	75.3	14.01
2004	864.5	434.8	429.7	49.71
2005	841.1	502.8	338.3	40.22
2006	725.3	504.6	220.7	30.43
průměr	805.1	527.0	278.1	33.0

Tab. 3.3. Srážky a odtok, stanice Jablonné (ČHMÚ), 1987-2006

	srážky (mm)	evapotranspirace (mm)	odtok (mm)	odtok (% srážek)
1987	756.3	377.4	378.9	50.10
1988	884.2	462.3	421.9	47.72
1989	524.8	454.5	70.3	13.40
1990	596.3	468.8	127.5	21.38
1991	596.3	428.9	167.4	28.07
1992	582.1	469.2	112.9	19.40
1993	830.1	454.3	375.8	45.27
1994	814.9	477.1	337.8	41.45
1995	829.9	444.9	385.0	46.39
1996	667.4	423.9	243.5	36.48
1997	823.6	504.3	319.3	38.77
1998	776.3	518.5	257.8	33.21
1999	695.1	507.3	187.8	27.02
2000	777.9	500.2	277.7	35.70
2001	1057.3	459.3	598.0	56.56
2002	869.9	512.9	357.0	41.04
2003	528.9	504.4	24.5	4.63
2004	728.5	465.1	263.4	36.16
2005	834.7	476.8	357.9	42.88
2006	682.3	477.8	204.5	29.97
celkem	14856.8	9387.9	5468.9	695.59
průměr	742.84	469.40	273.4	34.78

Podzemní odtok činí v rajonu 4640 59 % celkového odtoku (Herčík et al. 1999)

Plocha spojeného kolektoru ABC: 95 km² (odhad z mapy)

Plocha obnaženého kolektoru BC v oblasti při infiltračním území, v tlusteckém bloku a v lasvické kře: 130 km² (odhad z mapy)

Velikost podzemního odtoku při 59% podílu z celkového odtoku : 1156 l/s, tj. 5,2 l/s/km²

Jde tak o podzemní odtok v úrovni 5,2 l/s/km², což je plně v souladu s regionálními hodnotami Krásného et al. (zóna 5-7 l/s/km²)

3.4.5. Výpočet přetékání přes izolátor ze svrchního do hlavního kolektoru

Plocha snížené mocnosti izolátoru ve východní části území: cca 150 km²

Odhad vertikální propustnosti izolátorského prostředí: cca 1E-09 m/s (0,0001 m/den) (Jetelová 1975 uvádí hodnotu 1E-08 m/s pro horizontální proudění izolátorem)

Rozdíl piezometrických napětí mezi BC a D: 50-100 m

Dráha toku: cca 150 m

Odhad hydraulického gradientu (šikmé proudění), tzn. = 0,3-0,5

Výpočet: 50-100 l/s

Závěr: přetékání z D do BC je reálné a může se pohybovat v bilančně významném množství (minimálně desítky l/s, možná i první stovky l/s).

Pro další úvahy bude uvažován přetok v úrovni 100 l/s.

3.4.6. Výpočet průtoku podzemní vody na výpočtových profilech

V následujících tabulkách jsou uvedeny výpočty proudu na jednotlivých zvolených výpočtových profilech a výsledky jsou poté bilančně porovnány se zdroji, které jsou pro strukturu k dispozici. Drenáž povrchovými toky je závěrečný parametr, jehož velikost je taková, aby bylo dosaženo rovnosti obou stran bilanční rovnice. Je třeba uvést, že zásadní otázkou je volba transmisivity na výpočtových profilech. Výpočty vycházely z hodnot T na jednotlivých vrtech v jejich blízkosti (tabulky 2.1. a 2.4.) a na zpracování plošné distribuce T (obrázky 2.7. a 2.10.), přičemž byl brán v úvahu fakt, že větší váhu a význam pro proudění podzemní vody mají vyšší hodnoty průtočnosti, takže byly při volbě preferovány, pokud se v daném místě vyskytovaly. Pokud by se vycházelo striktně ze zprůměrovaných hodnot, vypočtené velikosti toku by byly jen zlomkem stanovených přírodních zdrojů a bilance by si tak neodpovídala. Tento fakt je zároveň i argumentem pro tvrzení o zásadním významu preferenčních cest záviselých na puklinové porositě pro proudění podzemní vody, a na druhé straně o minoritním významu průlinové propustnosti pro regionální proudění ve vymezených hydrogeologických tělesech.

Tab. 3.4. Tok podzemní vody na profilu hydroizopiezy 270 m n.m.

Sektor	šířka proudu (m)	hydraulický gradient	T (m ² /den)	tok (m ³ /den)	tok (l/s)
Bazální kolektor					
A1	5 700.00	0.012	17.00	1 162.80	13.46
A2	5 400.00	0.012	17.00	1 101.60	12.75
A3	5 800.00	0.006	73.00	2 540.40	29.40
A4	5 100.00	0.004	125.00	2 550.00	29.51
A5	2 500.00	0.005	120.00	1 500.00	17.36
A6	6 000.00	0.004	125.00	3 000.00	34.72
A7	5 500.00	0.017	10.00	935.00	10.82
celkem bazální kolektor	36 000.00			12 789.80	148.03
Hlavní kolektor					
B1	4 900.00	0.012	347.00	20 403.60	236.15
B2	4 300.00	0.010	347.00	14 921.00	172.70
B3	10 800.00	0.006	270.00	17 496.00	202.50
B4	1 800.00	0.004	295.00	2 124.00	24.58
B5	4 500.00	0.005	287.00	6 457.50	74.74
B6	8 000.00	0.004	236.00	7 552.00	87.41
B7	4 000.00	0.012	100.00	4 800.00	55.56
celkem hlavní kolektor	38 300.00			73 754.10	853.64
celkem oba kolektory				86 543.90	1 001.67

Tab. 3.5. Bilance přítoku a odtoku na hydroizopieze 270 – bazální kolektor (l/s)

<i>přítok</i>	
přítok na linii 270	148
přetok z hlavního kolektoru	50
celkem přítok	198
<i>odtok</i>	
Ústecko	43
Děčínsko	58
Litoměřicko	12
Úštěcko	14
Robečský potok (Peklo)	16
Kamenicko	12
povrchová drenáž	43
celkem odtok	198

Tab. 3.6. Bilance přítoku a odtoku na hydroizopieze 270 – hlavní kolektor (l/s)

<i>přítok</i>	
přítok na linii 270	854
přetok z kolektoru D	50
celkem přítok	904
<i>odtok</i>	
Brenná	56
Robečský potok (Peklo)	47
Úštěcko	9
Litoměřicko	8
Děčínsko	233
Kamenicko	260
povrchová drenáž	216
přetok do bazálního kolektoru	40
vodárenské odběry	35
celkem odtok	904

V bilanci tab. 3.5 a 3.6. je povrchová drenáž dopočítávaným parametrem, potenciální přetok z hlavního do bazálního kolektoru je jen hrubě odhadován.

Tab. 3.7. *Bilance – metoda proudu na výpočtových profilech odtoku ze struktury (dle obr. 3.11.)*

BK – bazální kolektor, HK – hlavní kolektor, MO – malečovsko-okřešický zlom.

číslo úseku	úsek	použitá hydroizopieza	šířka proudu (m)	hydraulický gradient	T (m ² /den)	tok (m ³ /den)	tok (l/s)
I	přítok přes lužickou poruchu BK+HK	hranice oblasti	25 000	0.004	10	1 000	11.6
II	přítok přes strážský zlom u Křižan: BK	380	1 500	0.010	9	135	1.6
III	přítok přes strážský zlom u Křižan: HK	380	1 500	0.010	100	1 500	17.4
IV	odtok v oblasti Brennén: BK	290	7 000	0.005	65	2 275	26.3
V	odtok v oblasti Brennén: HK	280	6 500	0.003	250	4 875	56.4
VI	odtok v oblasti Pekla: BK	270	2 000	0.007	100	1 400	16.2
VII	odtok v oblasti Pekla: HK	250	4 500	0.003	300	4 050	46.9
VIII	odtok Úštěcko: BK	240	3 500	0.007	50	1 225	14.2
IX	odtok Úštěcko: HK	240	3 000	0.007	35	735	8.5
X	odtok Litoměřicko: BK	190	3 000	0.009	40	1 080	12.5
XI	odtok Litoměřicko: HK	180	3 000	0.008	30	720	8.3
XII	přítok Ústecko podél MO zlomu: BK	180	6 500	0.009	60	3 510	40.6
XIII	přítok Ústecko tašovskou krou: BK	180	2 000	0.002	45	180	2.1
XIV	přítok Děčínsko: BK	180	7 000	0.006	120	5 040	58.3
XV	přítok Děčínsko: HK	180	7 000	0.008	360	20 160	233.3
XVI	odtok Kamenicko: BK	230	7 000	0.003	50	1 050	12.2
XVII	odtok Kamenicko: HK	230	7 500	0.005	600	22 500	260.4
XVIII	přítok na Ústecko od Bystřan: BK	180	5 500	0.004	20	440	5.1
XIX	přítok na Ústecko ze SZ: BK	hranice oblasti	9 000	0.006	10	540	6.3
XX	přítok na Děčínsko od Z: BK	hranice oblasti	5 000	0.006	10	300	3.5

Tab. 3.8 Celková bilance struktury, bazální a hlavní kolektor. Povrchová drenáž toky uvnitř struktury je dopočítávanou hodnotou.

	Přítok (l/s)	Odtok (l/s)
Infiltrace ze srážek	1156	
přetok přes lužickou poruchu	12	
přítok přes strážský zlom	19	
odtok Brenná		83
odtok Robečský potok		63
přetok z kolektoru D	100	
odtok Úštěcko		23
odtok Litoměřicko		21
přítok Ústecko od Bystřan	5	
přítok Ústecko od Z	6	
přítok Děčínsko od Z	4	
přítok Ústecko od V		43
přítok Děčínsko od V		292
odtok Kamenicko		273
odběry Tustecký blok - hlavní kolektor – SČVaK Teplice		45
odběry Dobranovský potok hlavní kolektor – SČVaK		35
celkem	1302	878
drenáž povrchovými toky uvnitř struktury:		424
(Ploučnice, Svitavka, Panenský potok, Dubnický a Ještědský potok)		

Dílčí bilance ústecké drenážní oblasti: celkový přítok 54 l/s, umělý odběr cca 30 l/s, tzn. že 24 l/s připadá na přirozenou drenáž v této oblasti. Pokud přijmeme obecně přijímané tvrzení o nepropustnosti mocného nadložního izolátoru bazálního kolektoru, větší část této hodnoty m.že souviset s divokým nepodchyceným únikem poškozeného vrtu HB1 v Brné (kap. 3.3.).

Dílčí bilance děčínské drenážní oblasti: celkový přítok 296 l/s, umělý odběr cca 150 (-170) l/s, přirozená drenáž termální vody do Labe skrze přítomnou tektoniku tak je na úrovni 130-146 l/s. Zdá se proto, že na Děčínsku je ještě jistá rezerva ve využívání termálních vod, na rozdíl od Ústecka, kde případné navýšení odběrů je přímo svázáno s odbornou likvidací úniku na vrtu HB1. Pokud by se za současného stavu navyšovaly ústecké odběry, důsledkem by byl jen zvýšený vyvolaný přítok studených vod od JZ a SZ, který by způsobil jen degradaci této odběrové oblasti. Druhým aspektem využitelného množství však je i minimální výtlačná úroveň, kterou je třeba zachovat. Při volbě této „minimální hladiny“ (ve smyslu názvosloví zákona o vodách č. 254/2001 Sb.) např. 5-10 m nad úrovní minimálního terénu k zachování aspoň malé přelivné funkce v nejnižších místech terénu je zřejmé, že využitelné množství vod bude menší než je doplněk celkového přítoku k dnes využívaným množstvím.

Závěrem je možné konstatovat, že při logicky dané nepřesnosti všech výše uvedených naznačených úvah a orientačních výpočtů byla získána celkem věrohodná data o bilanci dané struktury, která řádově budou odpovídat skutečnosti. Nejsou v rozporu se žádnými dostupnými daty ani s doposud provedenými bilančními výpočty zmíněnými výše. Vyšší hodnoty vypočteného přítoku na Děčínsko oproti hodnotám Nakládala (1999) jsou dány především započtením dalšího přítoku bazálním kolektorem. Provedené bilanční úvahy a srovnání proto mohou být dobrým základem pro přípravu bilančních výpočtů numerickými

metodami.

4. Jakost podzemních vod bazálního a hlavního kolektoru

4.1. Chemické složení

V bazálním a hlavním kolektoru ve v. části zvodněného systému (a také v jetřichovické antiklinále) převládají podzemní vody málo mineralizované (v desítkách mg/l až kolem 100 mg/l), slabě kyselé až neutrální reakce (pH 6,8 až 7,0), chemického typu $\text{Ca-HCO}_3(-\text{SO}_4)$. S přibývajícím hloubkou proudění se celková mineralizace postupně zvyšuje na 200 až 300 mg/l, při současném vzrůstu obsahu hydrogenuhličitanů a sodíku, až dochází postupně ke změně typu vody na Ca-Na-HCO_3 a pH kolem 7,2. V nejhlubších partiích zvodněného systému benešovské synklinály se při postupném zvyšování teploty a vzrůstu celkové mineralizace až na ca 2 g/l mění typ vod až na Na-HCO_3 . Současně vzrůstá také obsah minoritních složek, zejména fluoridů. Tento typ vod je charakteristický pro ústecké termy. V tabulce 4.1. jsou uvedeny základní složky chemismu vod, které jsou dále diskutovány a interpretovány z hlediska plošné distribuce v mapách izolinií.

Tab. 4.1. Vybrané chemické složení podzemní vody z vrtů – bazální a hlavní zvodeň (zdroj dat: archivní zdroje ČGS Geofond, ČHMÚ a osobní archiv V. Nakládala)

		Mineralizace (mg/l)	Na+ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	HCO ₃ - (mg/l)	F- (mg/l)
<i>bazální zvodeň</i>						
GU 1	Bystřany	1900	903	10	694	4.8
HB 1	Brná nad Labem	2126	585	22	1157	11.6
HP 1C	Pertoltice pod Ralskem	193	2	36	122	
HP 23C	Valdov	80	3	19	33	
HP 2C	Dubnice pod Ralskem	255	2	52	159	
HP 4C	Zdislava	136	4	25	90	
HU 1	Ústí nad Labem	1300	354	41	705	
J 019835	Dolní Světlá	340	24	54	197	0.2
J 087763	Krompach	173	11	27	64	
LO 12JC	Jablonné	106	2	24	60	
LO 15JC	Žibřidice	167	3	30	107	
LO 1A	Brusov	613	75	76	350	
LO 5JC	Krásné Pole	270	35	38	128	0.3
LO 8J	Brniště	126	3	24	66	
ML 2	Ústí nad Labem	2026	478	27	1120	9.5
PO1	Česká Lípa	225	4	46	142	
SH 12	Třebušíň	330	24	43	198	
SH 14	Habřina	370	24	56	223	
SH 1A	Býčkovice	290	24	42	198	2.7
SK 10C	Radvanec	165	2	19	122	0.01
SK 11C	Žandov	210	9	38	135	0.2
SK 12C	Těchlovice	265	15	40	159	0.8
SK 13C	Prosetín	1330	338	25	710	4.9
SK 26	Zubrnice	265	17	34	161	4.8
SK 9C	Svor	110	5	19	55	0.07
TH 10	Předlice	990	271	27	500	6.8
TH 11	Chabařovice	482	123	94	93	7.9
TH 20	Modlany	1054	40	42	351	7.4

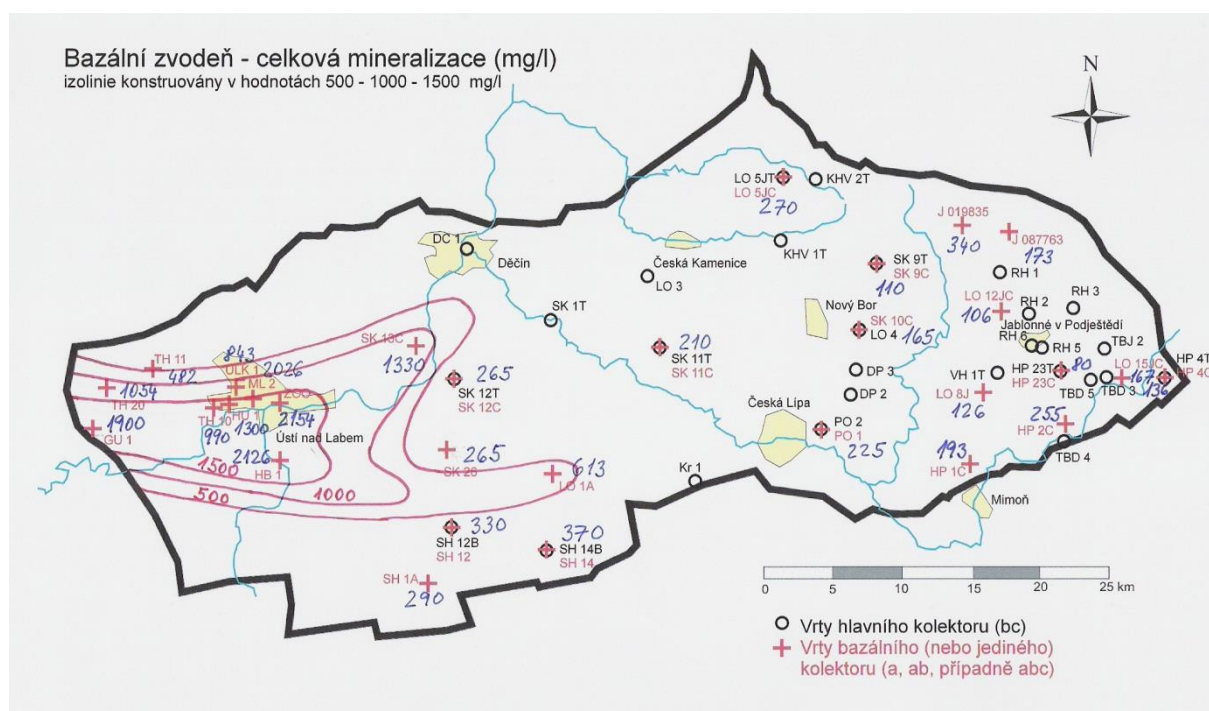
ULK 1	Klíše	843	149	56	404	5.6
ZOO	Ústí nad Labem	2154	522	23	1210	10.4

hlavní zvodeň						
DC 1	Děčín	792	14	103	372	≤
DP 2	Malý Bor	250	2	54	175	
DP3	Pihel	270	2	62	194	
HP 23T	Valdov	107	5	18	49	
HP 4T	Zdislava	160	3	30	95	
KHV 1T	Kytlice	200	9	32	90	
KHV 2T	Horní Chříbská	280	3	54	182	
Kr 1	Kravaře	295	11	18	189	
LO 3	Veselé	230	9	36	142	
LO 4	Radvanec	170	2	37	109	0.05
LO 5JT	Krásné Pole	420	9	36	350	
PO 2	Česká Lípa	255	2	58	179	
RH 1	Heřmanice	153	2	29	92	
RH 2	Lada	125	2	28	82	
RH 3	Valdov	90	4	14	37	
RH 5	Valdov	168	4	33	84	
RH 6	Jablonné v Podještědí	180	2	30	119	
SH 12B	Třebušín	610	86	24	246	
SH 14B	Habřina	535	10	106	341	
SK 11T	Žandov	200	6	37	124	
SK 12T	Těchlovice	270	20	36	170	
SK 1T	Benešov nad Ploučnicí	280	19	32	160	≤
SK 9T	Svor	150	5	28	90	
TBD 3	Dubnice	95	3	18	61	
TBD 4	Dubnice	150	2	27	96	
TBD 5	Dubnice	120	4	23	80	
TBJ 2	Janovice	55	3	6	29	
VH 1T	Velký Valtínov	202	3	44	134	≤

Na obr. 4.1. jsou znázorněny izolinie celkové mineralizace bazálního kolektoru, dokumentující celkem prudký nárůst mineralizace podzemních vod v nejzápadnější části zájmového území, kde zároveň se vyskytuje voda s nejdelší dobu pobytu v horninovém prostředí bazálního kolektoru. Izolinie jsou logicky protaženy až k původní drenážní bázi v údolí Bystřanského potoka u Teplic, protože jsou zkreslovány všechna dostupná věrohodná data bez ohledu na datum jejich získání. Je proto pravděpodobné, že s obrácením proudění v této zóně (jak je diskutováno na různých místech v kap. 3 a zobrazeno např. na obr. 3.3. nebo v řezu č. 1 přílohy 1) by vrt GU1 již dosáhl nižších hodnot. Maxima na úrovni 2,2 g/l byly zjištěny v západně položených vrtech ústecké oblasti (HB1 a ZOO) – viz obr. 4.8.

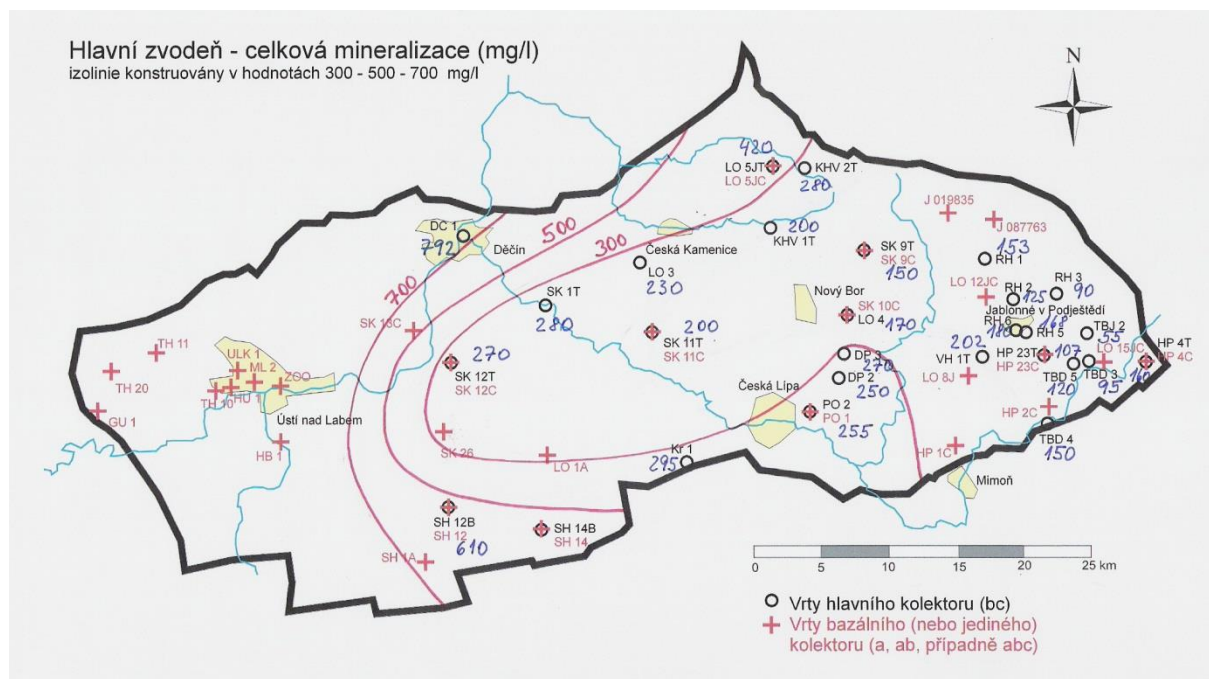
Tento přístup konstrukce izolinií ze všech dostupných dat byl umožněn závěry Pešíčkové (in Datel, Krásný, Pešíčková 2000), která zdokladovala, že za bezmála 100 let využívání ústeckých termálních vod se jejich chemické složení ani jiné jakostní charakteristiky (včetně teploty) prakticky nezměnily a kolísání posuzovaných hodnot je pouze na úrovni přesnosti použitých metod. Hydrogeologická struktura je vzhledem ke své velikosti poměrně rigidní

k jakýmkoliv jakostním změnám, pokud už ale nějaké změny budou nastartovány, bude porubně obtížné je měnit. Zvýšené hodnoty mineralizace indikují i další dílčí drenážní zóny (litoměřickou a částečně i českolipskou).



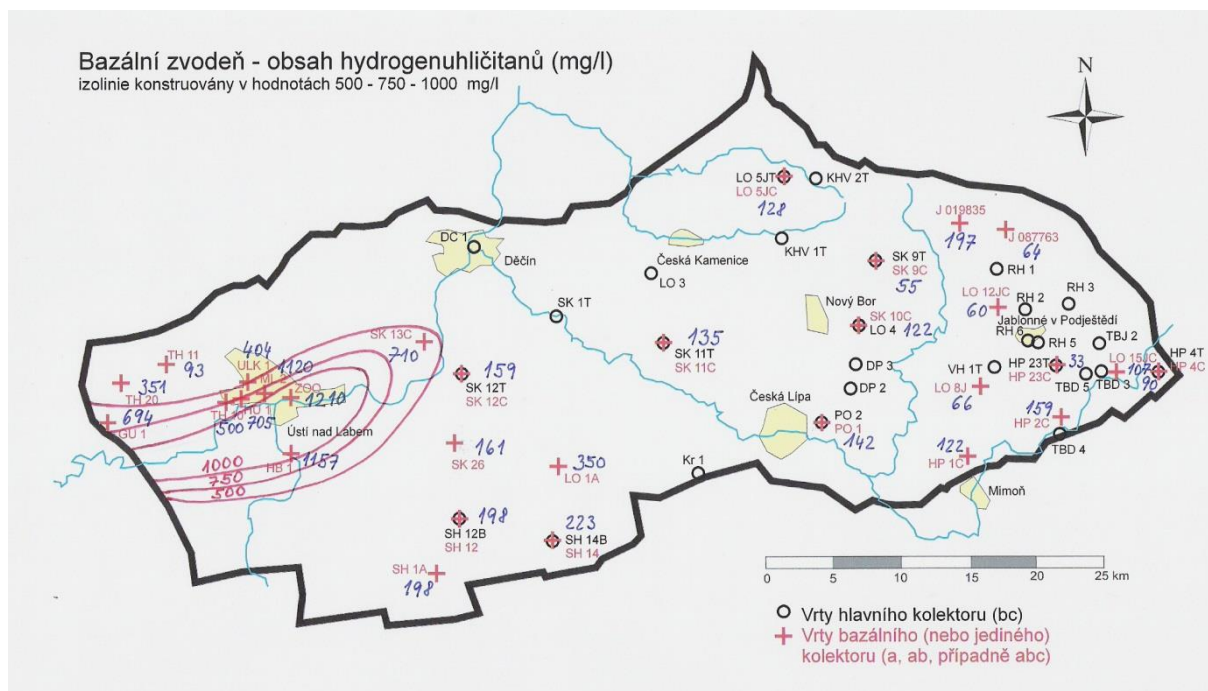
Obr. 4.1. Izolinie celkové mineralizace bazální zvodně

Na obr. 4.2. je zobrazena situace v prostorovém vývoji mineralizace v hlavní zvodni. Opět zde lze zaznamenat růst celkové mineralizace směrem na Z s délkou styku vody s horninovým prostředím. Stejně jako v bazální zvodni maxima mineralizace jsou zjišťována v hlavních drenážních zónách (zde na Děčínsku, částečně se projevuje i litoměřický a českolipský prostor).

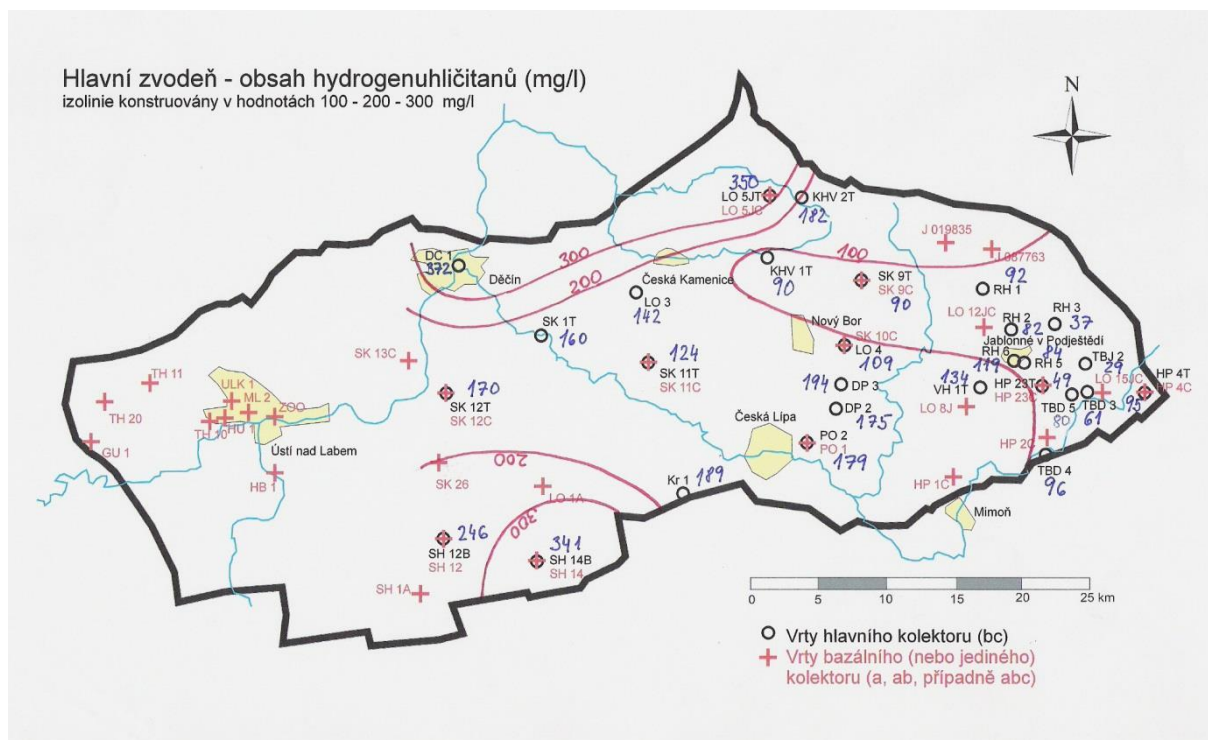


Obr. 4.2. Izolinie celkové mineralizace hlavní zvodně

Podobné plošné vyjádření mají hydrogenuhličitany, což je doklad jejich majoritního podílu na zvyšované celkové mineralizaci průchodem vody horninovým prostředím středohorské kry (obr. 4.3. s bazální zvodní a 4.4. s hlavní zvodní).

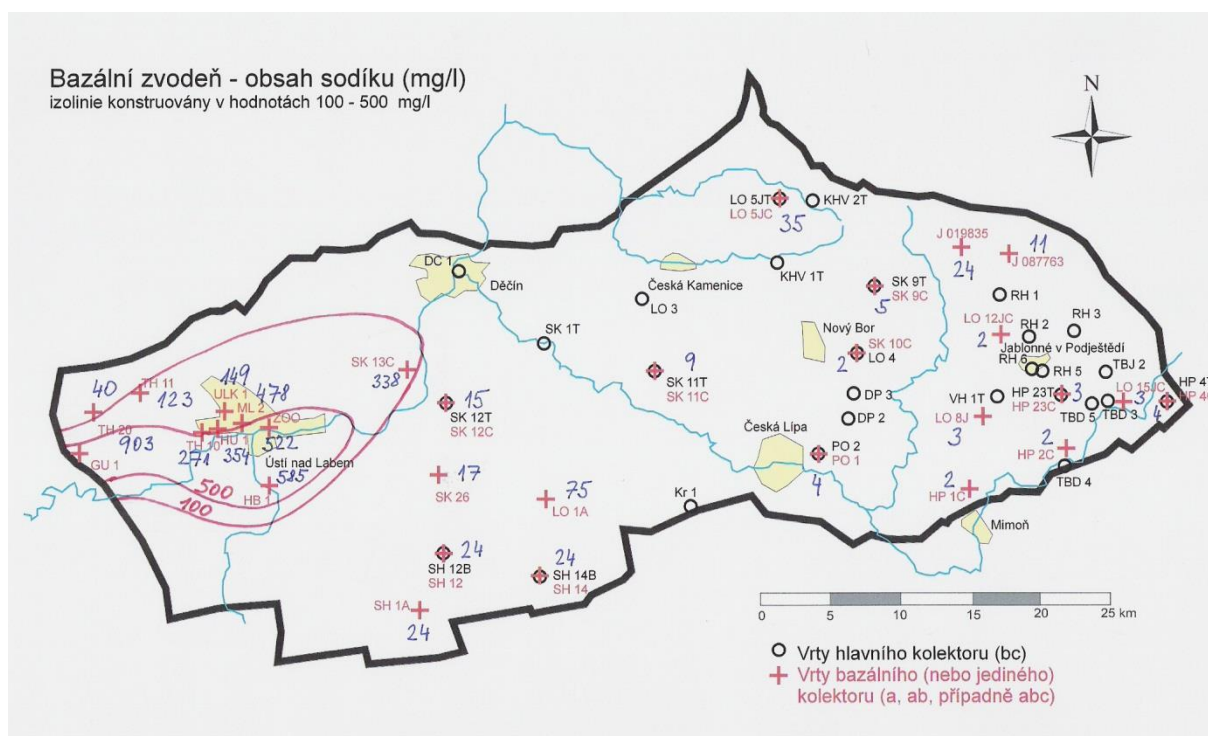


Obr. 4.3. Izolinie obsahu hydrogenuhličitánů v bazální zvodni

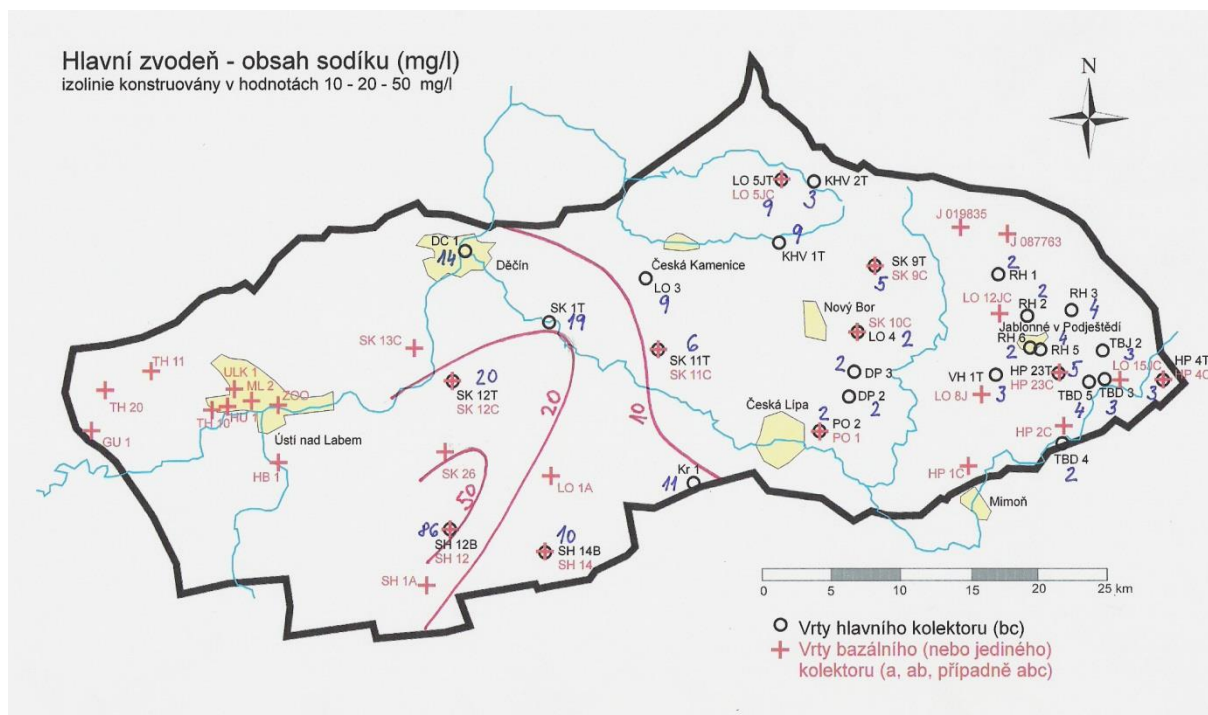


Obr. 4.4. Izolinie obsahu hydrogenuhličitánů v hlavní zvodni

A ve stejném směru, tzn. od V k Z narůstá i obsah sodíku v podzemní vodě, jak v bazální, tak hlavní zvodni. V západní části na Ústecku se tak v bazální zvodni základní chemický typ vody mění na typ Na-HCO₃. V hlavní zvodni není tento proces tak výrazný, přesto i zde zaznamenáváme růst koncentrací sodných iontů.

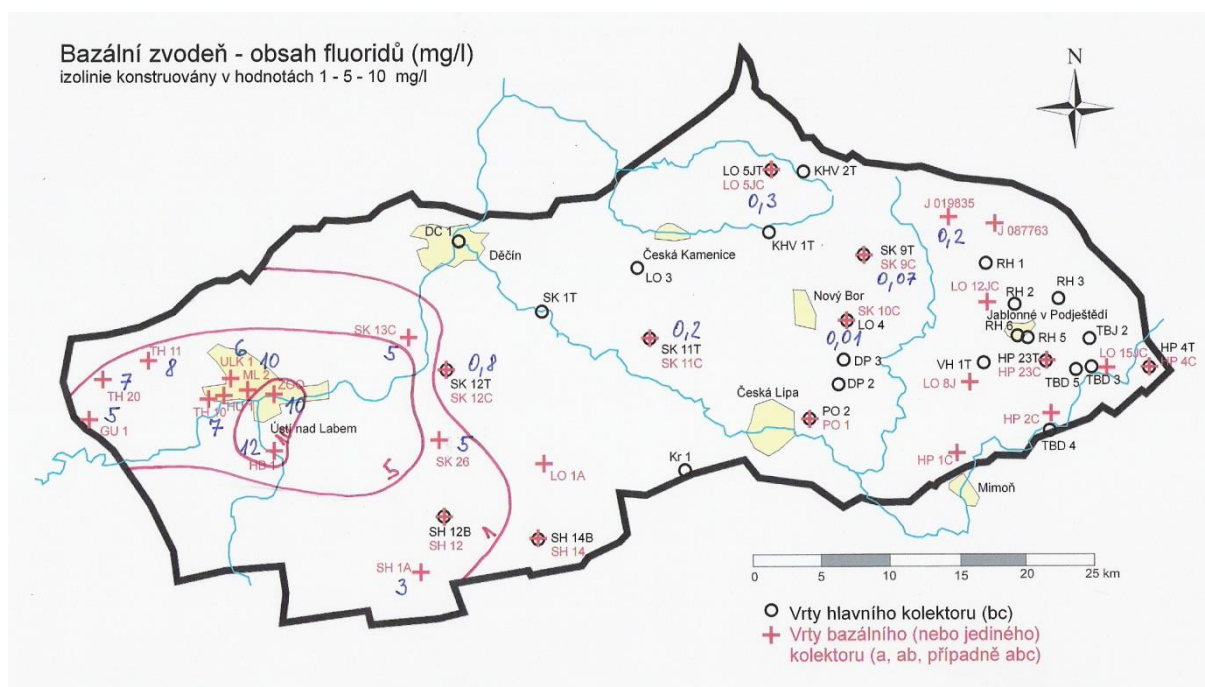


Obr. 4.5. Izolinie obsahu iontů sodíku v bazální zvodni



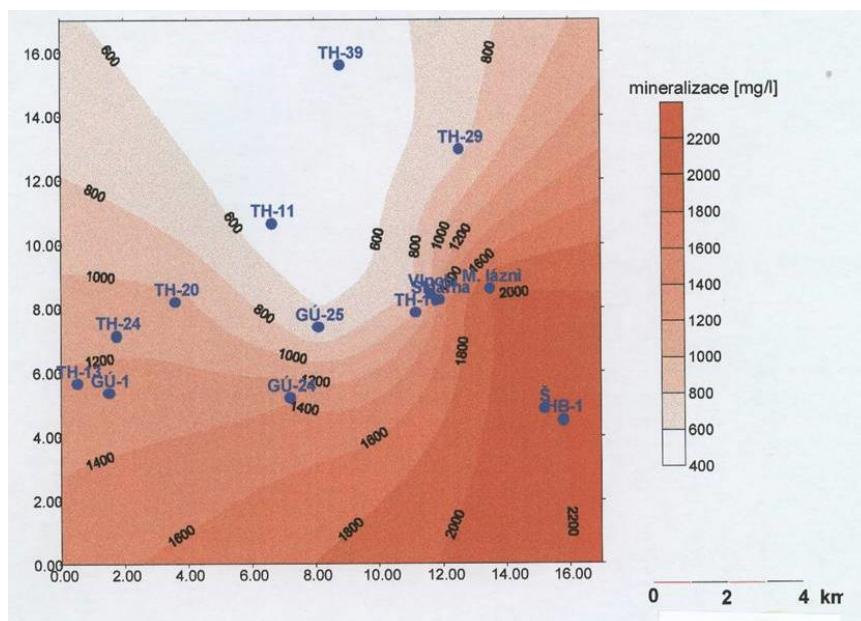
Obr. 4.6. Izolinie obsahu iontů sodíku v hlavní zvodni

Ústecká oblast je také charakterizována zvýšenými obsahy fluoridů. Jejich výskyt je předmětem diskuse v různých dřívějších pracích (Čadek et al. 1968, Hazdrová 1971, Datel, Krásný 2004 aj.). Diskutována je hlavně otázka jejich geneze v souvislosti s uplatněním krystalinického podloží na složení vod (přírory vod z hlubšího oběhu v krystaliniku, např. podél žitenického zlomu). Tyto indicie tak podporují hypotézu o ne nevýznamné úloze podložního krystalinika (případně v některých oblastech permokarbonských sedimentů) v proudění podzemní vody bazálního kolektoru české křídové pánve. Pro souvislost výskytu fluoridů s podložím křídý hovoří i fakt, že v hlavní zvodni zvýšené obsahy fluoridů prakticky nebyly zjištěny.



Obr. 4.7. Izolinie obsahu fluoridů v podzemní vodě bazálního kolektoru

Podrobnější pohled na užší ústeckou oblast poskytuje obr. 4.8. a tab. 4.2.



Obr. 4.8. Izolinie maximálních hodnot celkové mineralizace podzemní vody bazálního kolektoru v užší ústecké oblasti (Datel, Krásný, Pešičková 2000). Z izolinií užšího ústeckého prostoru vyplývá nejen maximum mineralizace ve východní části Ústí (Brná, Zoo), ale i výraznou anomálií snížených mineralizací ve formě „jazyka“ od SZ – pravděpodobně přítok studených, méně mineralizovaných vod od krušnohorského zlomu, jak je diskutováno v kap. 3.2. a 3.4.

Tab. 4.2. Jakost termálních vod ústecké oblasti z vrtů provedených v letech 1998-2003

místo odběru	Střekov	Brná HB-1	Brná HB-2	Klíše	Městské L-2	ZOO BKZ
datum odběru	6.8.1961	6.2.1989	3.5.2004	20.5.1998	5.12.2001	28.3.2001
kationty mg/l						
lithium	0,8	0,79		0,32		0,74
natrium	600	585		149	478	522
draslík	25	17,5		13,3	25	19
ammonium	-		0,35	0,52	0,59	0,44
měď		0,003		< 0,01		
hořčík	2,9	3,1		9,66	7,1	4,9
vápník	21,2	21,64		55,59	27,3	23,4
stroncium	0,85	0,64				
baryum	0,05	0,041				
zinek	0,005			< 0,01		0,01
kadmium		< 0,002		< 0,001		
rtuť				< 0,0003	< 0,0003	< 0,0003
hliník		0,042	< 0,02	0,08		< 0,02
olovo	0,001	< 0,005		< 0,004		
chrom		< 0,01				
beryllium	0,006					
mangan		0,01	< 0,01	0,02	< 0,01	0,01
železo	0,3	0,32	0,36	0,62	Fecelk.0,32	Fecelk.0,01
nikl		< 0,01				
uran				< 0,0005		0,0246
radium				0,47 Bq/l	0,476	0,763 Bq/l
kationty celk.	651,112	629,086		229,11	538,466	570,5246
anionty mg/l						
fluorid	12	11,56	13,4	5,6	9,5	10,4
chlorid	134,7	117,35	126	13,79	121	138
síran	218,5	229,1		190,02	237	225
dusitan			< 0,02	< 0,03	< 0,02	< 0,04
dusičnan	-	0,2	< 0,03	0,05	0,04	0,21
hydrogenfosfát	PO4 0,04			HPO4< 0,05	HPO4< 0,05	HPO4< 0,05
arzen			0,01	0,149	0,015	As < 0,01
hydrogenuhlíčan	1192,9	1157,5		403,95	1120	1210
anionty celk.	1558,1	1515,71		613,559	1487,555	1583,61
teplota °C - přetok	30,3	32,7 (2003)	31,95 (2003)		31,3 (2002)	
teplota °C - čerpáno		32 (1989)		35		32,0-32,3
teplota °C - vrstevní			385m 33,65	při dně 37,1	32,4 (2002)	při dně 34,8
Střekov = katastr Brná, vrt z r. 1930, 327 m hluboký, bazální křídový kolektor, rozbor Ústř. Ústav geol. Praha (in Čadek et al. 1968) *)						
Brná HB-1 = katastr Brná, vrt z r. 1968 431 m hluboký, bazální křídový kolektor, rozbor Vodní zdroje Praha (in Bauerová 1989) *)						
*) starší analýzy z vrtů Střekov a Brná HB-1 jsou uvedeny vzhledem k tomu, že autoři zprávy neměli k dispozici reprezentativní analýzu z nového vrtu HB-2						
Brná HB-2 = katastr Brná, vrt z r. 2002-3, 400 m hluboký, bazální křídový kolektor, rozbor Aquatest Stavební geologie Praha - jen některé komponenty (in Jelínek 2004)						
Klíše = Ústí nad Labem, vrt ULK-1 z r. 1998, 511 m hluboký, bazální křídový kolektor, rozbor Aquatest Stavební geologie Praha (in Nakládal et al. 1998)						
Městské L-2 = Ústí nad Labem, vrt ML-2 z r. 2001, 390 m hluboký; bazální křídový kolektor, rozbor Aquatest Stavební geologie Praha (in Jelínek et al. 2002)						
ZOO BKZ = Ústí nad Labem, vrt UL ZOO-1 z r. 2000-2001; bazální křídový kolektor, rozbor Aquatest Stavební geologie Praha (in Nakládal et al. 2001)						

V okolí Jetřichovic a Růžové a také na Děčínku (vrt 2H295 Vilsnice – Procházka 2007) byly v bazální zvodni lokálně zjištěny zvýšené obsahy uranu a radia, které souvisejí s výskytem

uranové mineralizace ve spodní části příslušného kolektoru.

Ve svrchním kolektoru (D) závisí chemické složení a celková mineralizace podzemních vod na faciálním vývoji sedimentů. Zvětšování celkové mineralizace souvisí s délkou proudění z infiltračních oblastí k zónám drenáže. Určité zvýšení celkové mineralizace (do více set mg/l) lze pozorovat v územích s převahou či významným zastoupením pelitů. Převažující typ vod Ca-HCO₃ zůstává zachován, místy však je významněji zastoupen hořčík. Zvýšená mineralizace vod bývá zjišťována v místech s hojnými výskyty neovulkanitů – až více než 1 g/l, se zvýšenými obsahy síranů a hořčíku.

4.2. Teplota podzemní vody

Pro většinu benešovsko-ústeckého zvodněného systému je charakteristický mírně zvýšený tepelný tok. Současné jsou zde vytvořeny mimořádně příznivé podmínky pro rozsáhlé a hluboké proudění podzemních vod a vznik a akumulaci termálních vod, i když s odlišnostmi v závislosti na geologických a hydrogeologických vlastnostech různých geologických jednotek, zejména jejich litologickém vývoji, tektonice, transmisivitě a storativitě a hypsometrických poměrech. V celém podkrušnohorském prostoru představují podobně příznivá hydrogeologická prostředí kromě benešovsko-ústeckého zvodněného systému ještě teplický ryolit a dále k Z karlovarský granit. Zatímco teplické a karlovarské termy byly díky svým původním přírodním vývěřům až na zemský povrch známy od nepaměti, křídové termální vody zůstávaly až do svého v podstatě náhodného objevení na přelomu 19. a 20. století neznámy. Byly zjištěny vrtnými pracemi při zajišťování užitkové a pitné vody v křídových kolektorech při z. uzávěru benešovské synklinály mezi Teplicemi, Ústím n.L. a Děčínem. Postupně byly v tomto prostoru termální vody ověřeny dalšími ca 30 průzkumnými či exploatačními vrty. Většina vrtů však byla postupně likvidována.

Ústecké a děčínské termální vody představují jen z. část rozsáhlého a největšího dosud zjištěného souvislého výskytu termálních vod v Česku (tab. 4.3.). Teplota těchto vod na přelivu vrtů nebo při jejich čerpání dosahuje hodnot kolem 30° C. Termometrií v hlubokých vrtech byly zjištěny teploty podstatně vyšší, ojediněle se blíží až ke 40° C: ve vrtu ve Valkeřicích 38,2° C, ve vrtu v Benešově n.Ploučnicí 39,9° C. Nejvyšší geotermické gradienty, zjištěné ve vrtech, dosahují 5,6- 6,5°C/100 m.

Tab. 4.3. Přehled údajů o zonální teplotě podzemní vody bazálního a hlavního kolektoru blízko dna vrtu (zdroj dat: archivní zdroje ČGS Geofond, ČHMÚ a osobní archiv V. Nakládal). U žlutě zvýrazněných údajů se nepodařilo dohledat místo měření teploty (měření ve stvolu vrtu, či při přelivu nebo odběru)

	hloubka vrtu (m)	teplota na bázi vrtu (°C)
bazální kolektor		
2H 236 Juliovka	481	14
2H247 Pertoltice	727	28
2H295 Vilsnice	467	27
2H307 Lužná – Srbská Kamenice	210	19.6
GU 24 Lochočice	550	23.7
GU 25 Tuchomyšl	522	29.8
HB 2 Brná	400	33.7

HP 1C Pertoltice	705	28
HP 2C Dubnice	672	22
HP 4C Zdislava	435	10
HU 1 Ústí nad Labem	447	31.5
J 019835 Dolní Světlá	257	10
J 087763 Krompach	318	10
LO 15 JC Žibřidice	519	9
LO 1A Brusov	632	30
LO 5 JC Krásné Pole	631	16
LO 8J Brniště	637	20
ML 2 Ústí nad Labem	390	32.4
PO 1 Česká Lípa	619	18
SH 14 Habřina	457	19.7
SH 1A Býčkovice	341	23.5
SK 10C Radvanec	601	14.5
SK 11C Žandov	877	24
SK 12C Těchlovice	598	28.5
SK 13C Prosetín	464	23
SK 1T Benešov nad Ploučnicí	1130	39.9
SK 26 Zubrnice	740	30.5
SK 9C Svor	613	17
TH 10 Předlice	500	31
TH 11 Chabařovice	411	25.3
TH 20 Modlany	443	27
TH 29 Strážky	505	34
TH 39 Telnice	135	13
ULK 1 Klíše	511	36.5
VP8208N Držovice (Brusov)	670	29
VP8450N Česká Lípa	600	20
ZOO Ústí nad Labem	515	34.8
hlavní kolektor		
2H185 Vilsnice	204	17.5
2H215 Habřina	245	18
2H237 Juliovka	381	12
2H248 Pertoltice	615	17
2H278 Valteřice	662	25
2H281 Krásné Pole	220	12.6
2H306 Lužná – Srbská Kamenice	117	16
DC 4 Děčín	465	33.1
DC 6 Děčín	545	33.8
DP 2 Malý Bor	232	14
HP 4T Zdislava	234	9

KHV 1T Kytlice	251	11.6
KHV 2T Horní Chříbská	256	18.4
LO 3 Veselé	373	21
LO 4 Radvanec	521	12.6
LO 5 JT Krásné Pole	210	9
PO 2 Česká Lípa	480	15
RH 1 Heřmanice	410	9
RH 2 Lada	310	10
RH 3 Valdov	315	9
SH 14B Habřina	240	16.6
SK 13T Prosetín	370	23
SK 1T Benešov nad Ploučnicí	792	30
VP8207N Držovice (Brusov)	598	28
VP8451N Česká Lípa	485	16

Nositel termálních vod na Ústecku je bazální křídový kolektor, dosahující v okolí Ústí nad Labem mocnosti až 80- limitně 100 m. Odtud mocnost kolektoru klesá především k Z, a při v. hranici teplického ryolitu dosahuje pouze kolem 10 metrů. Dále k Z v oblasti rozšíření teplického ryolitu bazální kolektor zcela chybí. Podobně klesá jeho mocnost z míst uvedených maximálních mocností také k J a JZ na nejvýše 20-30 m a pozvolněji k S. Zde však bývají psamity bělohorského souvrství silně prokřemeněné. Převládající porozita je průlinovo-puklinová. I při vysokých zjištěných hodnotách otevřené porozity těchto pískovců (nejčastější hodnoty mezi 16 až 20 %, maximum téměř 33 % - Hazdrová 1971) se v tomto kolektoru významně uplatňuje porozita puklinová, která bývá pro proudění podzemní vody i pro vydatnosti vrtů rozhodující.

Bazální kolektor je na Ústecku kryt izolátorem, sestávajícím ze slínovců mladších křídových souvrství, popř. z vulkanogenních hornin. Největších mocností až kolem 400 m dosahuje tento izolátor v ose benešovské synklinály, procházející ve zhruba z.-v. směru právě okolím Ústí n.L. Zde je také bazální kolektor uložen nejhluběji pod povrchem. Vrtů byla místně prokázána řádově vyšší propustnost krystalinika v podloží křídů, naznačující možnost existence přírodních cest termy z podložního krystalinika (Čadek et al. 1968, Hazdrová 1971).

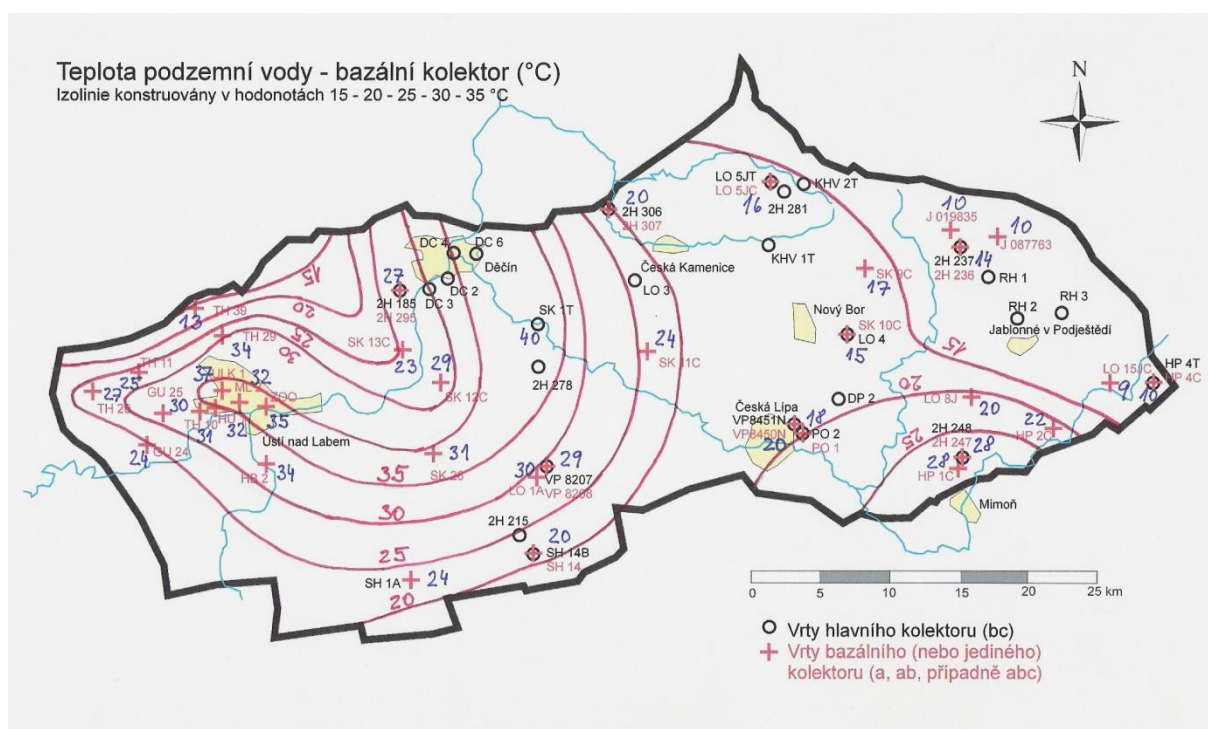
Na rozdíl od Ústecka je na Děčínsku nositelem term bazální i významně vyvinutý hlavní kolektor, rozpadající se často do více dílčích kolektorů. Termy jsou zde v současnosti intenzivně využívány. Na Z dosahuje pískovcový vývoj jizerského souvrství (kolektor C) zhruba ke spojnicí míst Telnice – v. okraj Ústí n.L. – Litoměřice.

Otázky možné souvislosti a případného vzájemného ovlivnění termálních vod Ústecka a Děčínska nebyly dosud explicitně řešeny. Při řešení bilančních otázek je nutno brát v úvahu skutečnost, že obě oblasti přísluší stejnému benešovsko-ústeckému zvodněnému systému. Kromě toho je nutno uvažovat možnost hydraulické souvislosti Ústecka a Děčínska. I přes výše uvedené rozdíly v zastoupení litologických jednotek a z toho vyplývající existenci odlišných hydrogeologických kolektorů je třeba tuto možnost předpokládat. Určitou, byť i

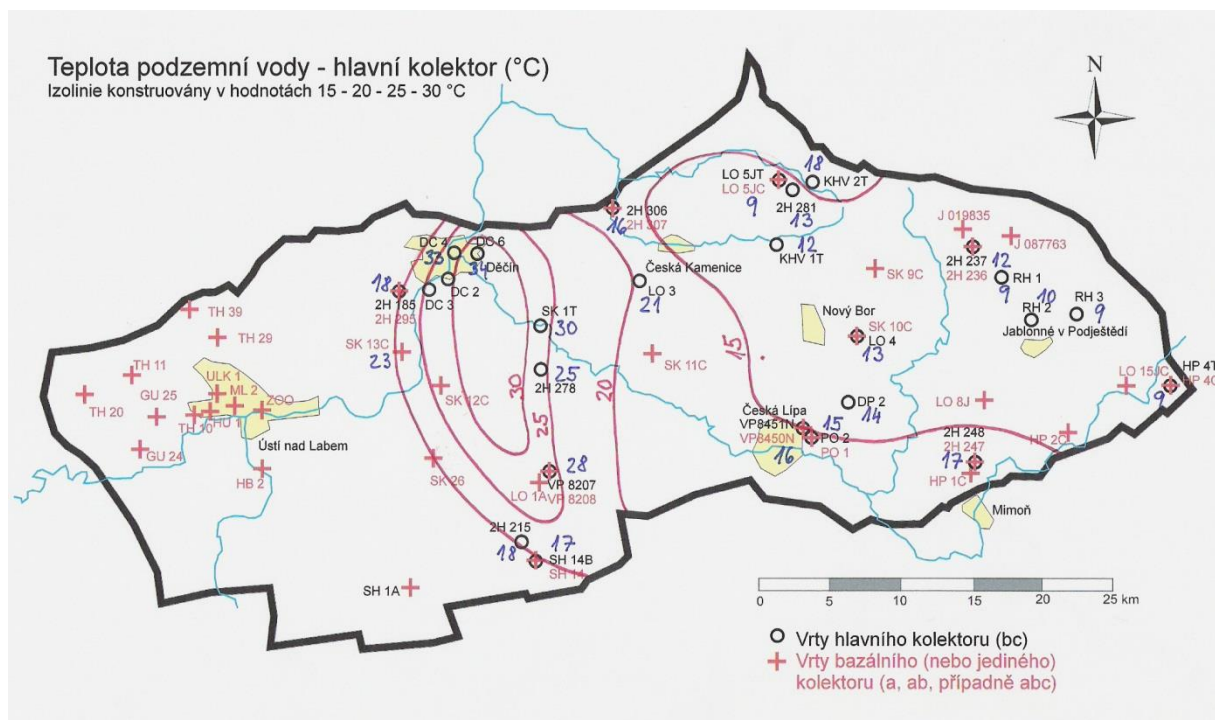
nepřímou spojitost je možno očekávat prostřednictvím bazálního křídového kolektoru. Na druhé straně přítomnost zlomů o větší výšce skoku, oddělujících jednotlivé kolektory, může vést k určité hydraulické samostatnosti obou území.

Za současného stupně poznání nelze otázku míry souvislosti či samostatnosti děčínských a ústeckých term jednoznačně rozhodnout a je nutno jí věnovat patřičnou pozornost v budoucnosti. Určitým způsobem se k této problematice vyjadřuje hydrogeologický řez č. 4 (příloha 1). Ukazuje hydrogeologickou rozvodnici zhruba na linii Libouchec – Těchlovice sledující průběh liboucheckého zlomu a obě drenážní oblasti – ústeckou a děčínskou. Piezometrický povrch je celkem plochý, přesto v blízkosti rozvodnice lze identifikovat určité rozdíly v piezometrické úrovni území na obou stranách liboucheckého zlomu (možná až kolem 20 m). vedle kolektorských hornin bazálního kolektoru jsou v této oblasti výrazně vyvinuty i přechodné litotypy, díky nimž by mohlo docházet k přetékání napříč tímto zlomem. Dnes k tomuto přetékání nedochází, za výrazně zvětšeného hydraulického gradientu jedním či druhým směrem však nelze vyloučit, že by tato komunikace vznikla. Obranou před tímto vývojem je koordinace řízených piezometrických úrovní v obou drenážních prostorech.

Rozsah výskytu termálních vod v bazálním a hlavním kolektoru je zřejmý z izolinií na obr. 4.9. a 4.10. Z obrázků vyplývá, že prakticky v celé centrální části benešovské synklinály (západně od Žandova) až do diskutovaných drenážních oblastí na Ústecku a Děčínsku lze očekávat existenci rozsáhlé a souvislé akumulace termálních vod, k jejichž případnému využití bude nezbytné přistupovat koordinovaně s ohledem na ostatní výskyty podzemních, nejen termálních vod v rámci celého souvisejícího zvodněného systému. V této souvislosti je třeba podotknout, že široce diskutované drenážní zóny celé hydrogeologické struktury se týkají podzemní vody obecně, tzn. nejen termální, ale i prosté, studené. Jak vyplývá z obr. 4.9. a 4.10., jako čisté drenážní zóny termálních vod, tzn. s teplotami přes 25 °C, můžeme brát dnes jen ústecký a děčínský prostor. Částečný výskyt termálních vod je zaznamenán i na Kamenicku (drenáž v úseku pod Českou Kamenicí, která je indikována i geofyzikálně), zvýšená teplota je zaznamenána i u Pertoltic u Mimoně v jv. části území – tento výskyt je zajímavý s ohledem na krátkou dobu transportu vod od infiltračního území a její nesestoupení do hloubek v centru benešovské synklinály; teplotní anomálie zde tak může být vysvětlena jedinečně výrazně zvýšeným tepelným tokem v této oblasti podíl tektoniky (strážský zlom či zlomy doprovodné – pertoltický, bohatický – obr. 2.4.). Pro toto vysvětlení by hovořila i mnohem větší teplotní anomálie v bazálním kolektoru (až 28 °C), zatímco v hlavním kolektoru je jen mírně zvýšená teplota (17 °C). Zvýšená teplota podzemní vody jak v bazálním (20 °C), ale částečně i hlavním kolektoru (17-18 °C) je zjišťována i ve směru litoměřické drenáže, což je další argument pro existenci této drenážní cesty do povodí Lučního a Ústeckého potoka, potažmo do Labe v úseku litoměřicko-lovosického meandru.



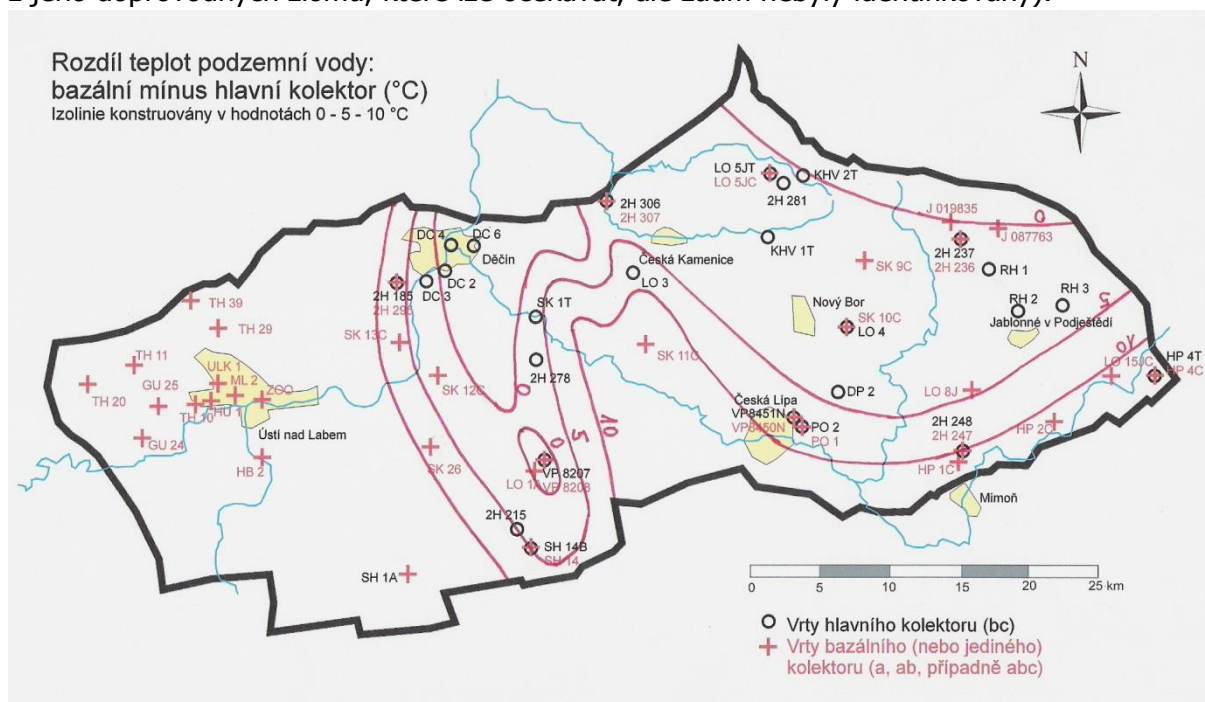
Obr. 4.9. Teplota podzemní vody bazálního kolektoru



Obr. 4.10. Teplota podzemní vody hlavního kolektoru

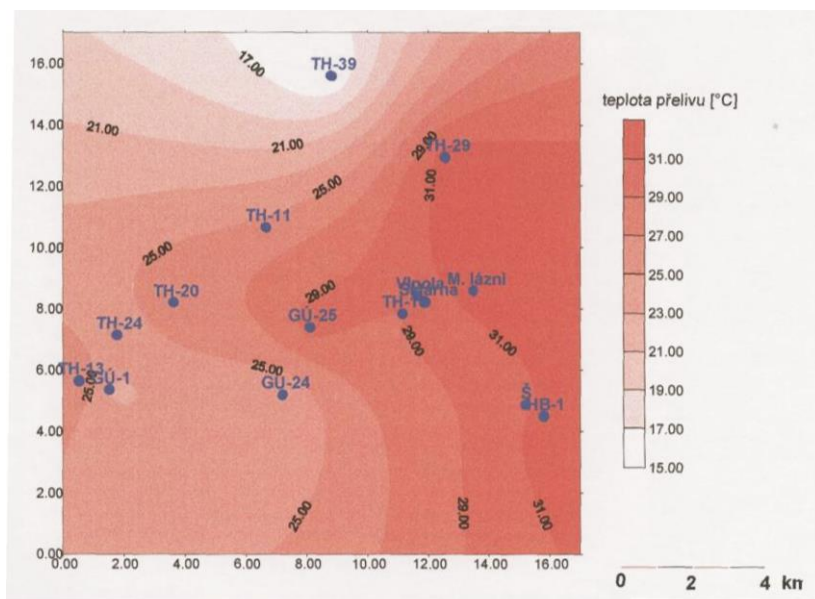
Přes oživení pohybu podzemních vod v důsledku odběrů na Ústecku a Děčínsku naznačují malé hydraulické gradienty piezometrického povrchu dosud poměrně pomalé proudění v centru zvodněného systému. Ve vystouplé tašovské kře, omezené uvedeným zlomem ze severu, nebyly zatím termální vody zjištěny (vrt Úb-7 v Rýdči). Výsledky jímacího vrtu HB-1 v Brné (Střekov) naznačují možnost přirunu termálních vod z tektonicky postiženého podložního krystalinika při z. omezení tašovské kry podél žitenického zlomu.

Jiný pohled na možnou souvislost bazálního a křídového kolektoru poskytuje mapa rozdílových hodnot teploty obou kolektorů (obr. 4.11.). Pokud vyjdeme z předpokladu, že míra přiblížení teplot obou kolektorů je zároveň mírou jejich propojení, teploty obou kolektorů by se měly sblížovat v infiltračních a drenážních oblastech a naopak v územích souběžného proudění bez větší vzájemné komunikace by se rozdíly teplot měly zvětšovat (voda bazálního kolektoru by se měla prohřívat více vlivem tepelného toku z hloubky zemské kůry). Obr. 4.11. opravdu takovou situaci zobrazuje. Největší rozdíly teplot (přes 10 °C) jsou vázány na centrální část benešovské synklinály a izolinie nulového rozdílu jsou poblíž drenážních oblastí. Zajímavý je nulový rozdíl teplot v oblasti Brusova, kde zcela jistě není ani infiltrační, ani drenážní zóna. Vysvětlení tak může být v uplatnění lokální komunikace přes místní tektonickou strukturu (nabízí se dílčí část malečovsko-okřešického zlomu nebo některý z jeho doprovodných zlomů, které lze očekávat, ale zatím nebyly identifikovány).



Obr. 4.11. Mapa izolinií rozdílu teplot podzemní vody: Bazální mínus hlavní kolektor

Zajímavý pohled poskytuje i rozložení teplot v užší ústecké oblasti (obr. 4.12.). Opět se ukazuje přítok studených vod SZ od Telnice a i od JZ lze vysledovat méně výrazný jazyk chladnějších vod (pravděpodobný a výše diskutovaný přítok od bystránské oblasti, která byla původní drenážní zónou ústeckých termálních vod (více viz kap. 3.2. a 3.3., případně obr. 3.3.).



Obr. 4.12. Izolinie teplot podzemní vody bazálního kolektoru v užší ústecké oblasti (Datel, Krásný, Pešičková 2000)

Rozložení termálního pole na Ústecku je určeno kombinací přítoku podzemních vod ze dvou směrů, jednak od V a SV, jednak od SZ (příp. od JZ). Přítok od SV a V je zřejmě rozhodující pro fyzikální a chemické vlastnosti současně využívaných ústeckých term. Podzemní voda, infiltrující do zvodněného systému ve vzdálených územích v blízkosti lužické poruchy, sestupuje v centrální, nejvíce zakleslé části benešovské synklinály do mnohasetmetrových hloubek, kde získává svou teplotu a převládající chemické složení. Odběry na Ústecku byl zesílen přítok podzemní vody od SZ k Ústí n.L. K infiltraci zřejmě dochází v širším okolí Telnice, kde bylo vrtem v šedesátých letech 20. století v blízkosti krušnohorského zlomového pásma prokázáno silné porušení krystalinika v podloží křídý (Čadek et al. 1968). Podzemní voda, postupující z tohoto prostoru k Ústí nad Labem, zatlačuje ústecké termální pole k J a lokálně snižuje celkovou mineralizaci.

Podobný, i když méně výrazný vliv nastává od JZ z vyvolané infiltrační oblasti v údolí Bystřanského potoka. Tento vliv se však zatím průkazně neprojevil přímo na teplotě odebíraných ústeckých term, využívaných již více než 100 let. Z dostupných analýz také nevyplyvá, že by v průběhu využívání ústeckých term došlo k zaznamenaným změnám jejich chemismu. Při všeobecně očekávatelném velmi pomalém proudění podzemní vody je však nutno vlivy, které by mohly vést ke zhoršení fyzikálně-chemických vlastností podzemních vod, v dlouhých časových úsecích uvažovat.

V řadě dřívějších prací byl diskutován vztah ústeckých termálních vod k termám teplickým, vyvolaný především obavou z možného ohrožení teplických term intenzivními odběry term v ústeckém prostoru, po nepříznivé zkušenosti, vyvolané průvalem na dole Döllinger u Duchcova v r. 1879. Výsledky výzkumu z šedesátých let 20. století (Čadek et al. 1968) vliv čerpání term v Ústí nad Labem na termy v Teplicích neprokázaly, naopak byla vyloučena i genetická příbuznost těchto vod, a to i přes podobný chemismus křídových termálních vod v západní části území s teplickými termami (blíže viz Čadek et al. 1968, příp. Datel, Krásný 2004).

5. Diskuse a závěr

Náplní výzkumné práce bylo shromáždění veškerých dostupných dat o geologických podmínkách a výskytu podzemní vody v prostředí severozápadní části české křídové pánve, jejich regionální interpretace a zpracování ve formě konceptuálního modelu.

Jde o oblast ohraničenou významnými tektonickými prvky – krušnohorským, středohorským a lužickým zlomem, která se vyznačuje samostatným režimem proudění podzemní vody. Ve spodní části této křídové pánevní struktury se nacházejí termální vody o teplotě 30-40 °C, které byly objeveny koncem 19. století a od té doby jsou využívány, nejdříve pro průmyslové účely jako užitková voda, posléze pro rekreační účely (bazény a lázně), případně jako zdroj termální energie pro vytápění. Využívání vod je zatím soustředěno do Ústí nad Labem a Děčína.

Hlavními impulsy pro zpracování této práce byly dvě okolnosti:

- postupné zvyšování množství odebírané termální vody ze struktury, aniž by bylo známo dlouhodobě využitelné množství této vody
- v posledních třech letech bylo získáno množství nových průzkumných informací ze struktury, hlavně v souvislosti s projektem ISPA, v rámci kterého byly vybudovány nové monitorovací vrtý pro Český hydrometeorologický ústav. Tyto nové informace bylo třeba regionálně zpracovat, aby dosavadní představy o výskytu termálních vod bylo možné konfrontovat s novými údaji

Práce byla zpracována v rámci širšího výzkumného projektu financovaného Grantovou agenturou ČR (autor práce je zároveň hlavním řešitelem tohoto výzkumného projektu), jehož hlavním výstupem bude numerický model proudění termálních vod a na jeho základě zpracování podrobné hydrologické bilance a stanovení dlouhodobě využitelného množství termální vody. Z tohoto úhlu pohledu je třeba chápat konceptuální model jako první nezbytný krok pro přípravu numerického modelu, protože v rámci něho došlo ke shromáždění potřebných dat, jejich zhodnocení, rozřídění a regionálního zpracování tak, aby mohly posloužit pro formulaci numerického modelu.

Konceptuální model vycházel ze všech dostupných podkladů, které se podařilo shromáždit. Zvláštní místo mezi nimi má Hydrogeologická syntéza české křídové pánve, konkrétně její část týkající se bilančního celku 3, která byla zpracována v 80. letech (Nakládal et al. 1987) a publikována v 90. letech (Herčík et al. 1999). Ukázalo se, že i po 20 letech a ve světle řady nových dat je většina závěrů tohoto výzkumu stále platných, což svědčí o vysoké odborné erudovanosti autorů Syntézy.

Limitujícími faktory využití termálních vod je jednak bilance množství vody ve struktuře a dále i bilance množství tepla, které do struktury přitéká. S ohledem na odborné zaměření studia se tato práce soustředila na první – hydrogeologický – aspekt problému. Druhému aspektu bude věnována pozornost následně v rámci výše zmíněného širšího výzkumného projektu.

Shromážděná data byla zpracována a zhodnocena ve třech základních okruzích:

7. definování hydrogeologického prostředí a vymezení hydrogeologických těles (kolektorů a izolátorů)
8. zhodnocení režimu proudění podzemních vod v tomto prostředí
9. shromáždění dat o jakosti podzemních vod (chemické složení, teplota) a jejich regionalizace

Většina výstupů práce je provedena v grafické formě obrázků, mapek, hydrogeologických řezů, grafů a tabulek, aby závěry práce byly co nejpřehlednější a nejpoužitelnější pro další použití v pokračujícím výzkumu.

Hlavní závěry práce:

- odbornou likvidací starých vrtů v drenážních oblastech se výrazně omezily nepodchycené úniky teplé vody, což se příznivě odrazilo na tlakových poměrech struktury. Některé indicie naznačují, že rehabilitace struktury (ve formě nárůstu piezometrických úrovní drenážních oblastí po zavedení řízených odběrů a utěsnění nepodchycených úniků termální vody) by mohla probíhat poměrně rychle
- metodou proudu byla spočítána rámcová bilance bazálního a hlavního křídového kolektoru (kde se vyskytují termální vody) vymezené oblasti a konstatováno maximální limitní využitelné množství přírodních termálních zdrojů v drenážních oblastech – na Ústecku 43 l/s, na Děčínsku 292 l/s. S ohledem na nepříliš velkou přesnost výpočtu jde o orientační hodnoty, které se však neliší od dosavadních úvah i praktických zkušeností s využíváním termálních vod a jsou v souladu se všemi dostupnými odbornými podklady.
- Byla definována hlavní drenážní místa celé struktury – kromě ústecké a děčínské oblasti je významnou drenážní oblastí Kamenicko na severu a Litoměřicko na jihu. V jihovýchodní části území se významná část prosté (nikoliv termální) podzemní vody odvodňuje v oblasti Brenné a Pekla (Ploučnice a Robečský potok)
- Byla shrnuta a nově zhodnocena data o vyskytující se tektonice a její hydrogeologické funkci. Hlavním závěrem je převažující komplikovaná struktura významnějších zlomů, která vytváří celé zlomové pásmo sestávající se z různě velkých ker vertikálně vůči sobě posunutých. Režim podzemních vod takovýchto pásem může být poměrně komplikovaný a relativně samostatný oproti okolnímu území. Tento bod si bude vyžadovat ještě důkladnou diskusi v rámci přípravy numerického modelu regionálního proudění, jakým způsobem tyto složité tektonické struktury schematizovat a začlenit do modelu.
- Nový vrt Vilsnice 2H295 naznačil, že v oblasti Děčínska nemusí být všude dokonale vyvinut izolátor mezi bazálním a hlavním kolektorem. Odvodnění v této oblasti i exploatace termálních vod se tak může týkat obou těchto kolektorů (což je v rozporu s dnešním všeobecně zastávaným názorem, že děčínské termální vody jsou vody hlavního kolektoru), to by mělo významný dopad na bilanci termálních vod v tomto území
- Prostorový pohled na proudění podzemních vod poskytuje 6 hydrogeologických řezů konstruovaných napříč studovanou oblastí, které byly zakresleny do geologického podkladu J.Valečky (2008), který byl připraven speciálně pro tento účel. Ukazuje se, že k pochopení prostorových souvislostí a vnitřní anatomie hydrogeologické struktury jsou geologické, potažmo hydrogeologické řezy naprosto zásadní a nenahraditelné.
- Některé ukazatele chemického složení podzemních vod upozorňují na naprosto odlišné složení podzemní vody v jihozápadní části struktury (Ústecko-Teplicko). Jde o

vody typu Na-HCO₃ s vyšší mineralizací a zvýšenými koncentracemi fluoridů, na rozdíl od zbylé části struktury, kde převažuje voda typu Ca-HCO₃ s nižší mineralizací.

- Zpracování teplotních údajů ukázalo soustředění nejteplejších vod na Děčínsku a Ústecku, kde je také soustředěno jejich využití. Současně jsou zde zjištěny i nejvyšší teplotní gradienty, což potvrzuje úvahy o vyšším tepelném toku vázaném na oháreckou tektonickou strukturu.
- Na základě dat z nových vrtů byly aktualizovány údaje o mocnostech kolektorů, hloubce důležitých geologických rozhraní a vedení hydroizopiez obou kolektorů. Na tomto místě je třeba ocenit preciznost a odbornou erudovanost zpracovatelů Hydrogeologické syntézy před 20 lety. 17 nových hlubokých vrtů do struktury prakticky potvrdilo původní představy o vnitřní stavbě geologického prostředí a režimu podzemní vody v něm
- Základní hydraulické parametry (k, T) byly doplněny o nové údaje a regionalizovány. Potvrdily se předpoklady o zvýšené propustnosti i transmisivitě prostředí v drenážních oblastech a naopak mírně nižších hodnotách v infiltračním území. Velký rozptyl hodnot (v několika řádech) svědčí pro značnou heterogenitu prostředí s dvojitou porozitou. Je zřejmé, že z hlediska proudění termální vody jsou důležité nikoliv průměrné, ale maximální hodnoty charakterizující preferenční cesty proudění.
- Analýzou hydroizopiez bazálního a hlavního kolektoru byly vytipovány i oblasti s významnějším potenciálním vertikálním prouděním podzemní vody.
- Na povrchových tocích byly vymezeny úseky s drenáží podzemních vod hlubšího proudění a definovány tak oblasti s převažující drenážní funkcí
- Byly shromážděny i dostupné hydrologické údaje z Českého hydrometeorologického ústavu ve formě 20-letých časových řad (hladiny z 13 monitorovacích vrtů), průtoky z 8 měrných profilů na povrchových tocích a klimatická data ze dvou meteorologických stanic. Jde o data nezbytná pro formulaci a ladění numerického modelu a hydrologické bilanční výpočty.
- Bylo provedeno i metodické zhodnocení použití geofyzikálních karotážních metod pro vyhodnocení dat z nových vrtů, jak pro účely litologie, tak pro zjištění hydrogeologických údajů a technického stavu vrtů. Tato zobecňující část celé práce byla přijata k zahraniční impaktové publikaci v Environmental Geology.

Zadání a cíl prací se podařilo splnit, na základě shromážděných starších i nových údajů byla zpracována představa o proudění termálních vod v dané geologické struktuře ve formě konceptuálního modelu. Tento model bude dále použit pro přípravu a ladění numerického modelu proudění podzemních vod a hydrologické i termální bilance. Práce kromě toho obsahuje množství zobecňujících závěrů a výstupů, které mohou být užitečné pro práce podobného charakteru v podobných geologických podmínkách.

V Hostivici, 20.5.2008

RNDR. Josef V. Datel

Literatura

- Bauerová, D. (1989) : Brná - závěrečné vyhodnocení dlouhodobé čerpací zkoušky. - MS. Vodní zdroje. Praha.
- Brožek P. (1982): Tlustecký blok, závěrečná zpráva. – MS. Geofond. Praha.
- Coubal M. (1989): Projevy saxonské ektogeneze v centrální části české křídové pánve. – MS. ČGÚ. Praha.
- Coubal M., Čech S., Málek J., Prouza V. (1999): Lužický zlom. Závěrečná zpráva. – MS. ČGÚ. Praha.
- Czudek, T. et al. (1972) : Geomorfologické členění ČSR. - ČSAV. Brno.
- Čadek J. – Malkovský M. (1968): Silicifikace hornin v okolí Teplic lázní v Čechách. – Sbor. geol. Věd, G 14. Praha.
- Čadek J. – Hazdrová M. – Kačura G. – Krásný J. - Malkovský M. (1968): Hydrogeologie Teplicka a Ústecka. - Sbor. geol. Věd, Ř. HIG 6, 207 str. Praha.
- Čermák, V. (1977) : Geothermal measurements in paleogene, Cretaceous and Permo-carboniferous sediments in Northern Bohemia. - Geophys. Roy. Astron. Soc., 48, 537-541. Oxford.
- Čermák, V., Jetel, J., Krčmář, B. (1968) : Terrestrial Heat Flow in the Bohemian Massif and its Relation to the Deep Structure. - Sbor. Geol. věd, Ř UG, 7, 25-41. ÚÚG. Praha.
- Černý, J. (1998) : Vrtné profily Klíše a Předlice. – MS. CN Aktiva. Ústí nad Labem.
- Datel J. (1998): Děčín – hydrodynamická odpouštěcí zkouška, nabídkový projekt. – MS. PřF UK. Praha.
- Datel, J., Krásný, J., Pešičková, K. (2000): Optimalizace využití a ochrany ústeckých termálních vod. 1. etapa. – MS. Archiv Magistrátu města Ústí nad Labem.
- Datel J., Krásný J. (2004): Ústecké termální vody, zhodnocení stavu využívání, průzkumu a ochrany k roku 2004. – MS. PřF UK. Praha.
- Datel J., Krásný J. (2005): Termální vody Ústecka a Děčínska. In: Podzemná voda, 2005, 11., 2, s. 230-241, ISSN 1335-1052.
- Datel J., Krásný J. (2005): Výskyt, využívání a ochrana termálních vod v Ústí nad Labem. In: XII. národní hydrogeologický kongres "Podzemní voda jako cenný přírodní zdroj, hlavní médium přenosu látek a důležitý aspekt inženýrské výstavby". Praha : Česká asociace hydrogeologů.
- Datel J., Kobr M. (2007): Thermal waters of the Usti nad Labem area: optimization of their use on the basis of new hydrogeological and well-logging data, Czech Republic. In: Groundwater and Ecosystems, XXXV IAH Congress. Lisbon : International Association of Hydrogeologists.
- Datel J., Krásný J. (2007): Ústecko-děčínské termální vody a možnosti jejich optimálního využití. In: Mezinárodní balneotechnické dny. Františkovy Lázně : Ministerstvo zdravotnictví ČR.
- Fiedler, J. (1997) : Program ochrany děčínských termálních vod I. etapa. – MS.

Aquatest SG. Liberec. Glöckner P. (1997): Děčínská termální struktura a Lázně Svatého Josefa. – Acta Univ. Carol. Geograf. 2, 47-68. Praha.

Glöcknerová J. - Glöckner P. (1997): Program ochrany děčínských termálních vod I. etapa. Archivní rešerše. Samostatná příloha in J. Fiedler (1997). – MS Gekon Děčín.

Hautmann S. (1942): Die Herkunft der Teplitz-Schönauer Thermalquellen. Werden sie vor Eingriffehn Dritter geschützt? – Firgenwald, Band XIII.

Hazdrová M. – Kačura G. – Krásný J. (1964): Řešení ochranných pásem Teplice. – II. Hydrogeologie. – MS Geofond Praha.

Hazdrová, M. – Kačura G. (1969): Hydrogeologické poměry listů 1:25 000 M-33-40-D-b Petrovice, M-33-40-D-c Horská Bystřice a M-33-40-D-d Chabařovice. – MS Geofond Praha.

Hazdrová, M. (1962): Dílčí zpráva o hydrogeologickém výzkumu za rok 1959-1961 se zaměřením na zásoby termálních vod v bazálních křídových pískovcích. – MS Geofond.

Hazdrová, M. (1963): K výpočtu zásob termálních vod v bazálních křídových pískovcích v okolí Ústí nad Labem. – Geol. Průzk. 5, 178-180. Praha.

Hazdrová, M. (1966): Hydrogeologické vyhodnocení vrtu Úd-2 Sedlec. – MS Geofond Praha.

Hazdrová, M. (1967): Hydrogeologické poměry listu M-33-53-A Ústí nad Labem. – MS Geofond Praha.

Hazdrová, M. (1967): Vyhodnocení hydrogeologického strukturního vrtu LO-1 v Brusově. – MS Geofond Praha.

Hazdrová, M. (1967): Zhodnocení hydrogeologických prací na vrtu Úc-4 v Michalovicích, Úb-7 v Rýdči. – MS Geofond Praha.

Hazdrová, M. (1968) : Závěrečná zpráva o vyhodnocení jímacího vrtu na termální vodu HB-1 Brná. - MS. Geoindustria. Praha.

Hazdrová, M. (1969) in Valečka J. (1969): Hydrogeologické poměry listů 1:25 000 M-33-41-C-a Libouchec. – MS Geofond Praha.

Hazdrová M. (1970): Děčín, vodní zdroje. – MS. ÚÚG. Praha.

Hazdrová, M. (1971): Strukturně-hydrogeologické podmínky výskytu termálních vod v dolním Polabí. Kandidátská disertační práce. – MS Archiv Geofondy. Praha.

Hazdrová, M. (1978): Návrh ochranných pásem pro ústecké termy. – MS Geofond.

Hazdrová M., Kačura G. (1968): Textové vysvětlivky k hydrogeologické mapě 1:200000 list Děčín. – MS. Geofond. Praha.

Kačura G., Kněžek M. (1970): Textové vysvětlivky k hydrogeologické mapě 1:200000 list Teplice. – MS. Geofond. Praha.

Hazdrová, M. et al (1980) : Vysvětlivky k základní hydrogeologické mapě list 02 Ústí nad Labem. - ÚÚG. Praha.

Hazdrová, M. et al. (1977) : Možnosti využití zemského tepla hlubších zón vybraných oblastí ČSR. - MS. ÚÚG. Praha.

- Hazdrová, M., et al. (1981) : Geotermální energie a její využití. - ÚÚG. Praha.
- Hercog F. (1970): Zdroj pitné vody pro město Děčín – závěrečná zpráva. – MS Archiv Geofond. Praha.
- Hercog F. (1968): Bilanční zhodnocení české křídý, pozorování podzemních vod. – MS. Aquatest. Praha.
- Hercog F. (1971): Bilanční zhodnocení české křídý. – MS. Aquatest. Praha.
- Herčík, F. – Herrmann, Z. – Valečka, J. (1999): Hydrogeologie české křídové pánve. – Český geol. Úst. Praha. 115 s.
- Hibsch J.E. (1908): Über das Auftreten gespannten Wassers von höherer Temperatur innerhalb der Schichten der oberen Kreideformation in Nordböhmen. - Jb. Geol. Reichsanst. 58, 2, 305-310. Wien.
- Hibsch J.E. (1912): Zum Auftreten gespannten Wassers in der Kreideformation Nordböhmens. - Jb. Geol. Reichsanst. 17-18, 399-401. Wien.
- Hibsch J.E. (1931): Über Nachwirkung der tertiären Vulkanismus u. Artesische Brunnen in Nordböhmen. - Neues Jb. Mineral. Geol. Pal. 64 A, 759-774. Stuttgart.
- Holub V. – Klein V. (1967): Geologické vyhodnocení vrtu Brusov. – MS. Geofond. Praha
- Hoppe P. (1970): Hydrogeologická problematika tlusteckého bloku v lužické křídě. – MS. Geofond. Praha.
- Hynie O. (1936): Jak byla objevena terma ve Střekově (příspěvek k poznání činnosti proutkařů). – Věst. čs. fysiatr. Spol. Praha.
- Hynie O. (1949): Vodárensky využitelné vydatné nádrže podzemních vod v Čechách. – Geotechnika, 8. Praha.
- Hynie O. (1961): Hydrogeologie ČSSR I. Prosté vody. – Nakl. ČSAV. Praha.
- Hynie, O. (1963) : Hydrogeologie ČSSR II Minerální vody. - Nakl. ČSAV. Praha.
- Ibrmajer, J., Suk, M. et al. (1989) : Geofyzikální obraz ČSSR. - ÚÚG. Praha.
- Jakeš, P. - Krásný, J. (1998): The Teplice Spa in the Northern Bohemia: 120 Years of Hydrogeological Issues and Possibilities of its Future Development. - Hardrock Hydrogeology of the Bohemian Massif. Proc. 3rd Internat. Workshop, Oct. 28-30, 1998, Windischeschenbach. Münchner Geol. Hefte, B8, 79-86. München (ISSN 1430 – 5674).
- Jelínek J. (2002): Ústí nad Labem – lázně Brná, náhrada jímací studny termální vody v areálu lázní Brná v Ústí nad Labem, projekt pro hydrogeologický průzkumný vrt. – MS. Aquatest. Praha.
- Jelínek J. (2002): Ústí nad Labem Městské lázně, hloubení nové vrtané studny ML2, likvidace staré vrtané studny ML1. – MS. Aquatest. Praha.
- Jelínek J. (2003): Ústí nad Labem – lázně Brná, zpráva o hydrogeologickém průzkumu pro stavební povolení vodohospodářského díla. – MS. Aquatest. Praha.
- Jelínek J. (2004): Ústí nad Labem – lázně Brná, zpráva o kvalitativním a kvantitativním vyhodnocení zkušebního provozu. – MS. Aquatest. Praha.

Jetel J et al. (1986): Vysvětlivky k základní hydrogeologické mapě ČSSR 1: 200 000, list 03, 04. – ÚÚG. Praha.

Jetelová J. (1971): Regionální hydrogeologický průzkum povodí Kamenice, Ploučnice a Křinice. – MS. Stavební geologie. Praha.

Jetelová J. (1975): Hydrogeologické poměry svrchní křídý v povodí řek Ploučnice, Kamenice a Křinice v severních Čechách. – In: Šilar L. (ed.): Nové poznatky v regionální hydrogeologii platformních sedimentů Českého masívu. – Katedra HGIG PŘF UK. Praha.

Kačura, G. (1980) : Minerální vody Severočeského kraje. – ÚÚG. Praha.

Klein V., Pazdírek O. (1996): Komentář ke schématické strukturně tektonické mapě jihozápadního předpolí ložiska Stráž s predikcí hydrogeologické funkce tektonických prvků se schématickými geologickými řezy. – MS. DIAMO. Stráž pod Ralskem.

Kněžek V. (1962): Hydrogeologické poměry jižně dolního toku Milešovského potoka. – MS Geofond Praha.

Krásný, J. (1965): Vodní bilance v hydrogeologii a její použití na Teplicku. - Geol. průzk. 10, 297-300. Praha.

Krásný J. et al. (1982): Odtok podzemní vody na území Československa. – ČHMÚ. Praha.

Krejčík L. (2003): Skutečné technické provedení termálního vrtu v areálu lázní Brná. – MS. Stavební geologie – Geosan. Rudná.

Laube G. C. (1888): Notiz über den artesischen Brunnen in Wisterschan. – Verh. Geol. Reichsanst. 21, 217-219. Wien.

Lusková, O. (1990): Závěrečná zpráva o likvidaci termálního vrtu Střekov. – MS Geofond.

Malkovský, M. et al (1963) : Přikrytá geologická mapa okolí Teplic v Čechách 1:25 000. - MS. ÚÚG. Praha.

Malkovský, M. et al. (1974) : Geologie české křídové pánve a jejího podloží. - ÚÚG. Praha.

Milický M. et al. (2008): Etapová zpráva o přípravě numerického modelu – severočeské termální vody. – MS. Progeo. Roztoky.

Müller B. (1927): Neue geologische Aufschlüsse in Aussig an der Elbe. – Věst. stat. geol. Úst. ČSR, 3, 2/3, 1-9. Praha.

Müller B. (1930): Die neue Therme in Schreckenstein. – Firgenwald 3, 145-158. Liberec.

Müller B. (1930): Geologisches Gutachten über die Möglichkeit eines Zusammenhangen der bei Alt Schreckenstein erbohrten Therme mit Teplitz-Schönauer Heilquellen. – MS Archiv Min. zdrav. Praha.

Müller B. (1933): Basaltgänge als Grundwasserscheiden, Quellenlinien und Mineralspender. – Z. Deutsch. geol. Ges. 80, 579-585. Stuttgart, Hannover.

Müller B. (1936): Die geologischen 3Ergebnisse der neuen Tiefbohrung der Fa. C. Wolfrum in Aussig a. Elbe. - Firgenwald 9, 4, 129-159. Liberec.

- Nakládal P. (2000): Zpráva o televizním průzkumu studny televizní kamerou v Městských lázních v Ústí nad Labem. – MS. Petr Nakládal. Praha.
- Nakládal V. (1972, 1973): Hydrogeologický průzkum horní Kamenice. – MS. Stavební geologie. Praha.
- Nakládal V. (1990): Děčínsko- termální vody. – MS. Aquatest. Praha.
- Nakládal V. (1998): Ústí nad Labem – Klíše, hydrogeologický průzkum. – MS. Aquatest. Praha.
- Nakládal V. (1999): Děčín CZT – Bilance podzemních vod. – MS. Aquatest. Praha.
- Nakládal V. (2000): Ústí nad Labem – vrtaná studna v areálu Městských lázní, posouzení stavu a návrh likvidace. – MS. HYDRO. Praha.
- Nakládal V. (2001): Vrtaná studna UL ZOO 1. Zoo – Ústí nad Labem. Závěrečná zpráva. - MS. Aquatest. Praha.
- Nakládal V. et al. (1987): Hydrogeologická syntéza české křídové pánve. Bilanční celek 3, středohorský. – MS Stavební geologie Praha.
- Olmer M. et al. (2006): Hydrogeologická rajonizace České republiky. Sborník geologických věd, 23. – ČGS. Praha.
- Olmer, M., Kessler, J. et al (1990) : Hydrogeologické rajony. - VÚV, ČHMÚ a SZN. Praha.
- Päckert J. (1932): Posudek o vrtném prameni na Střekově a jeho případném vlivu na léčivé prameny v Teplicích-Šanově. – MS Stát. zřídelní inspektorát Karlovy Vary.
- Pačes, T., Čermák, V. (1975) Subsurface temperatures in the Bohemian Massif. - Procc. 2nd UN Symp. Dev. Use Geotherm. Res., 803-807. San Francisco.
- Pazdírek O. (1991): Syntéza poznatků o tektonické stavbě strážského bloku s posouzením jejího vlivu na hydrogeologické poměry. – MS. DIAMO. Stráž pod Ralskem.
- Pišťora Z. – Šťáva M. (1966): Hydrogeologický průzkum Lovosice - Malé Žernoseky (Milešovský potok). – MS Geofond Praha.
- Pišťora Z. – Šťáva M. (1966): Hydrogeologický průzkum Velké Žernoseky. – MS Geofond Praha.
- Pišťora, Z., Nakládal V., Nakládal, P. (1999) : Bilance podzemních vod ústecké termální struktury. – MS. Vodohospodářský servis. Praha.
- Procházka M. (2003): Karotážní měření ve vrtu HB2 v areálu lázní Brná, Ústí nad Labem. – MS. Aquatest. Praha
- Rataj, J. (2000) : Odběry termální vody z vrtů. – MS. Technické služby. Ústí nad Labem.
- Redlich K.A. (1930): Die bei Alt Schreckenstein erbohrte Therme und ihr Verhältniss zu den Teplitzer Heilquellen. – MS Archiv Min. zdrav. Praha.
- Seemann F. (1912): Die Aussiger Thermen. - Ústí nad Labem.
- Seemann F. (1913): Eine neue Therme in Aussig. – Lotos 61, 3, 72-78. Praha.

- Seemann F. (1934): Aussiger Tagblatt z 26.11.1934. – Archiv Min. zdrav. Praha.
- Shrbený O. et al. (1967): Vysvětlující text k základní geologické mapě 1:25 000 list Ústí nad Labem, Velké Březno, Lovosice a Litoměřice. – MS Geofond Praha.
- Slepička F. (1971): Bilance přetoků podzemních vod. – MS. VÚV. Praha.
- Strnad P. (1977): Česká Lípa – jih, závěrečná zpráva. – MS. Vodní zdroje. Praha.
- Šula S. (1973): Děčínský Sněžník. – MS. Aquatest. Praha.
- Šula S., Hakenová B. (1974): Zásobování Děčína pitnou vodou. – MS. Stavební geologie. Praha.
- Šula, S., Zeman, J. (1996) : Termální vody Ústecka a Děčínska - zpráva za III. etapu prací. - MS. Praha.
- Tolasz R. et al. (2007): Klimatický atlas Česka. – ČHMÚ. Praha.
- Valečka J. (2008): Geologické řezy v sz. části české křídové pánve. – MS. ČGS. Praha.
- Vlček, V. et al. (1984) : Vodní toky a nádrže. - Academia. Praha.
- Zima K. (1951): Zásobení průmyslové oblasti podrudohorské z Vysočiny Děčínského Sněžníku. – MS Geofond Praha.
- Žitný L. (1962): Návrh hydrogeologického průzkumu v oblasti Vysočiny Děčínského Sněžníku. – MS Geofond Praha.
- Žitný L. (1964): Zhodnocení průzkumného hydrogeologického vrtu Sb-1 na lokalitě Sebzín a návrh dalších sondovacích prací. – MS Geofond Praha.
- Žitný L. (1967): Zhodnocení stávající situace na lokalitě Sebzín – Církvice. – MS Geofond Praha.
- Žitný L. (1972): Hydrogeologická studie okresu Česká Lípa. – MS. Vodní zdroje. Praha.
- Žitný L. et al. (1988): Studie ochrany zdrojů podzemních vod okresu Ústí nad Labem. – MS Vodní zdroje Praha.
- Žižka, V. (1978): Závěrečné zhodnocení jímacího vrtu HÚ-1 na termální minerální vodu v Ústí n. Labem - Předlicích. MS Geofond.